



Berichte
aus dem
Institut für Meereskunde
an der
Christian-Albrechts-Universität, Kiel
Nr. 125

Wassermassenausbreitung in der Warmwassersphäre
des subtropischen Nordostatlantiks

Water mass spreading in the Warm Water Sphere
of the eastern subtropical North Atlantic

von
Lothar Stramma

DOI 10.3289/IFM-BER-125

Kopien dieser Arbeit können bezogen werden von:
Institut für Meereskunde
Abt. Meeresphysik
2300 Kiel 1
Düsternbrooker Weg 20

ISSN 0341-8561

1984

**Diese Arbeit wurde 1984 als Dissertation bei der
Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Christian-Albrechts-Universität eingereicht.**

Inhaltsverzeichnis:

	<u>Seite</u>
Zusammenfassung	
1. <u>Einleitung</u>	3
1.1 Das Untersuchungsgebiet und die dort dominierenden Wassermassen	3
1.2 Transportberechnungen	7
1.3 Zielsetzung	10
2. <u>Beschreibung der Daten</u>	11
2.1 Der historische Datensatz	11
2.2 Die Daten der Meteorreise Nr. 60	16
3. <u>Mittlere Profile und Parameterverteilungen</u>	20
3.1 Mittlere Profile	20
3.2 Parameterverteilungen	23
3.2.1 Salzgehalt	23
3.2.2 Sauerstoffgehalt	27
4. <u>Festlegung der Integrationstiefe</u>	31
4.1 Nullschichtmethode und neuere Ansätze	31
4.2 Massenerhaltungsbetrachtungen	34
4.3 Bestimmung der Referenztiefe	37
4.4 Vergleich mit direkten Strommessungen	48

	<u>Seite</u>
5. <u>Transportberechnungen</u>	50
5.1 Transporte aus den IGJ-Schnitten	50
5.2 Transporte aus den mittleren Profilen	53
5.2.1 Gesamttransport der Warmwassersphäre	53
5.2.2 Fehler bei den Transportberechnungen	58
5.2.3 Transporte der Schichten 0-200 m und 200-800 m	62
5.3 Transporte aus den METEOR-Daten	66
5.4 Test der TS-Methode an einem unabhän- gigen Datensatz	71
6. <u>Potentielle Vorticity</u>	75
6.1 Potentielle Vorticity als Indikator für Strömungen	75
6.2 Potentielle Vorticity auf Dichteflächen des gemittelten Datensatzes	78
6.3 Potentielle Vorticity auf hydro- graphischen Schnitten	84
7. <u>Wärmetransporte</u>	88
7.1 Methoden zur Beschreibung der Wärmetransporte	88
7.2 Meridionale Temperaturflüsse	90
8. <u>Zusammenfassung der Ergebnisse</u>	98
<u>Literaturverzeichnis</u>	100
<u>Danksagung</u>	108

Contents

<u>Abstract</u>	<u>Page</u>
<u>1. Introduction</u>	3
1.1 The area of investigation and the water masses prevailing there	3
1.2 Transport computations	7
1.3 Objectives	10
<u>2. The data set</u>	11
2.1 The historic data set	11
2.2 The data of the Meteor cruise No. 60	16
<u>3. Mean profiles and parameter distribution</u>	20
3.1 Mean profiles	20
3.2 Parameter distribution	23
3.2.1 Salinity	23
3.2.2 Oxygen	27
<u>4. Localization of the reference depth</u>	31
4.1 The level of no motion method and new methods	31
4.2 Conservation of mass scheme	34
4.3 Determination of the reference depth	37
4.4 Comparison with direct current measurements	48
<u>5. Transport computations</u>	50
5.1 Transports from IGY data	50
5.2 Transports from mean profiles	53
5.2.1 Total transport of the Warm Water Sphere	53
5.2.2 Errors in the transport computations	58
5.2.3 Transports of the layers 0-200 m and 200-800 m	62
5.3 Transports from the METEOR data	66
5.4 Test of the T/S method with an independent data set	71
<u>6. Potential vorticity</u>	75
6.1 Potential vorticity as an indicator of currents	75
6.2 Potential vorticity on density surfaces of the mean profiles	78
6.3 Potential vorticity in hydrographic sections	84
<u>7. Heat transport</u>	88
7.1 Methods of investigating the heat transport	88
7.2 Meridional temperature fluxes	90
<u>8. Summary</u>	98
References	100
Acknowledgement	108

Zusammenfassung:

Die geostrophischen Transporte werden im subtropischen Ostatlantik aus historischen hydrographischen Daten und neuen CTD-Messungen berechnet. Der mittlere Transport im subtropischen Wirbel zwischen 35°W und der afrikanischen Küste wird zu $11(\pm 1.6) \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ in den oberen 1000 m bestimmt. Die dynamische Methode wurde in Verbindung mit einer Massenerhaltungsrechnung dazu benutzt, eine Referenztiefe für die geostrophischen Rechnungen zu bestimmen. Diese Referenztiefe liegt in 1200 m Tiefe bei den Azoren und fällt auf 1500 m in den Tropen.

Der Haupteinstrom geschieht südlich der Azoren in einem schmalen Stromband. Auf der geographischen Breite von Madeira dreht das Transportfeld nach Süden und weitet sich zu drei breiten Strombändern auf. Nördlich der Kapverdischen Inseln dreht das Transportfeld nach Westen. Dieser Teil des Nordäquatorialstroms erstreckt sich in den obersten 200 m weiter nach Süden als in der 200-800 m-Schicht. Der Portugalstrom zwischen den Azoren und der portugiesischen Küste zeigt sich hier entgegen früheren Annahmen als ein relativ schwacher Strom.

Karten der potentiellen Vorticity, die aus geglätteten Dichteprofilen berechnet wurden, stehen in Übereinstimmung zu den Hauptkomponenten des geostrophischen Transportfeldes.

Bei 24°N werden ein Drittel des gesamten geostrophischen Südtransports der Rezirkulation und ein Drittel des Temperaturflusses im Ostatlantik östlich von 35°W ausgeführt.

Abstract

Geostrophic transports in the eastern subtropical North Atlantic computed from historic hydrographic data and recent CTD measurements show a mean transport in the subtropical gyre of $11(\pm 1.6) \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ in the upper 1000 m between 35°W and the African coast. The dynamic method was used in conjunction with a conservation of mass scheme to determine the level of no motion. This level lies at the 1200 m depth near the Azores and drops to 1500 m in the tropics.

The main inflow enters south of the Azores as a relatively narrow current, turns southward at the latitude of Madeira and then widens. Three current bands transport the water southward. North of the Cape Verde Islands, the current turns westward. This part of the North Equatorial Current extends more to the south in the upper 200 m than in the 200 - 800 m layer. The Portugal current, between the Azores and the Portuguese coast, which is thought by some authors to be strong, is seen here as a relatively weak flow.

Maps of potential vorticity derived from smoothed density profiles are consistent with the general pattern of geostrophic transport.

At 24°N one third of the total geostrophic southward transport of the recirculation and one third of the temperature flux is transported in the eastern Atlantic east of 35°W .

1. Einleitung:

1.1 Das Untersuchungsgebiet und die dort dominierenden Wassermassen

Inhalt dieser Arbeit ist die Untersuchung von Vorgängen im subtropischen und tropischen Nordostatlantik. Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich von 8°N bis 41°N und von den europäischen und afrikanischen Küstengewässern bis 35°W . Diese räumliche Abgrenzung wurde in früheren Arbeiten zur Untersuchung der TS-Beziehungen gewählt (Stramma 1981; Siedler, Stramma 1983) und wird hier beibehalten. Dieses Gebiet wird im folgenden als Ostatlantik bezeichnet.

Im Vergleich zu den starken Strömungen im Nordwestatlantik, hervorgerufen durch den Golfstrom, und im Nordatlantik, bedingt durch den Nordatlantischen Strom, sind die im Ostatlantik anzutreffenden Strömungen schwach. Dies hat zur Folge, daß der Massentransport und die typischen Geschwindigkeiten klein sind. Durch die geringe Datenabdeckung im Ostatlantik wird die Bestimmung dieser Strömungen zusätzlich erschwert.

Die vor der afrikanischen Küste auftretenden Auftriebsercheinungen und deren Auswirkungen waren bislang Gegenstand einer größeren Anzahl wissenschaftlicher Untersuchungen. Über diese lokalen, kleinskaligen Erscheinungen existiert somit eine Reihe von Veröffentlichungen, die sich in erster Linie mit den hydrographischen Verhältnissen beschäftigten. Die großräumigen Prozesse im Ostatlantik wurden dagegen seltener zur zentralen Frage von wissenschaftlichen Arbeiten gemacht. Der Ostatlantik erschien eher als Randgebiet bei Untersuchungen und Modellrechnungen, die den gesamten Atlantik betrachteten.

Eine ausführliche Beschreibung der Wassermassen im Ostatlantik wurde von Willenbrink (1982) vorgenommen. In einem dreidimensionalen Diagramm von potentieller Temperatur, Salzgehalt und dem Volumen des gesamten Untersuchungsgebietes in logarithmischer Darstellung wurden die von Willenbrink angegebenen Lagen der verschiedenen Wasserkörper in die TS-Ebene eingezeichnet (Abb. 1). Aufgrund der großen Volumina bei den kleinen Temperaturen mußte eine logarithmische Darstellung für die Volumenachse benutzt werden. Aus dieser Darstellung können Rückschlüsse auf die Menge und die Vermischung einzelner Wasserkörper gezogen werden. Unterhalb der Deckschicht besteht die Warmwassersphäre hauptsächlich aus dem südatlantischen Zentralwasser (SACW) und dem nordatlantischen Zentralwasser (NACW). Da diese beiden Wasserkörper selbst Mischungsprodukte sind, erscheinen sie als Linien im TS-Diagramm. Die Linien für das SACW und für das NACW in Abbildung 1 muß man sich auf die TS-Ebene projiziert vorstellen. Sie haben die folgenden Endpunkte (nach Sverdrup et al. 1942)

NACW: 8°C 35.10×10^{-3} , 17.5°C 36.40×10^{-3} ;

SACW: 8°C 34.70×10^{-3} , 16.0°C 35.65×10^{-3} .

Die Dimension des Salzgehaltes wird derzeit unterschiedlich dargestellt. In dieser Arbeit wird der Salzgehalt entsprechend den SI-Einheiten (Siedler 1982) benutzt. Das salzärmere SACW wird aus dem Südatlantik nach Norden in den tropischen Ostatlantik transportiert. Dieses SACW kann bis etwa 15° - 21°N vordringen, wo es in einer relativ scharfen Front von dem NACW getrennt wird, das im Ostatlantik nördlich dieser Frontzone zu finden ist. Diese beiden Wasserkörper erscheinen im Volumendiagramm (Abb. 1) als zwei Rücken. Da der größere Teil des Untersuchungsgebietes nördlich der Front liegt, ist der Rücken des salzreichen NACW stärker ausgeprägt. Der sprungartige Übergang zwischen NACW und SACW ist

an dem Tal zwischen den beiden Wasserkörpern zu erkennen, da anderenfalls die Mischungsprodukte zwischen NACW und SACW in diesem Bereich des TS-Diagramms liegen würden. Das Tal ist ausgeprägt bei hohen Temperaturen, während bei niedrigen Temperaturen eine stärkere Mischung stattgefunden hat. In diesem unteren Teil der Warmwassersphäre und in dem Bereich des Oberen Tiefenwassers (Tiefenwasser = DW) tritt als seitlicher Zustrom das salzreiche, warme Mittelmeerwasser (MMW) hinzu und bewirkt im TS-Diagramm die für den Ostatlantik typische Einbuchtung bei etwa 10°C und einer Dichte von 27.7 kg m^{-3} . Der Zustrom des MMW hat zur Folge, daß im gesamten Ostatlantik ein Salzgehaltsmaximum zu finden ist, dessen Betrag mit zunehmender Entfernung von dem Zustromgebiet bei Gibraltar abnimmt.

Das antarktische Zwischenwasser (AAIW) wird im Südatlantik südlich der antarktischen Konvergenzzone bei etwa 50°S als salzarme Wassermasse gebildet. Das AAIW sinkt auf kurzer Strecke in etwa 900 m Tiefe ab und breitet sich nordwärts bis etwa 20°N aus. Im Volumendiagramm ist das AAIW bei einer Temperatur von $5.5 - 6.5^{\circ}\text{C}$ an den geringen Salzgehalten gut zu erkennen.

Das Deckschichtwasser zeigt eine starke Aufweitung in der Temperatur und im Salzgehalt bei gleichzeitig geringen Volumina. Wasser mit Temperaturen bis 27°C und einem Salzgehalt von 35.0×10^{-3} findet man in dem afrikanischen Küstenbereich. Der Salzgehalt des Oberflächenwassers im zentralen subtropischen Ostatlantik steigt bedingt durch starke Verdunstung bis auf 37.3×10^{-3} an. Dies ist das Erzeugungsgebiet für das tropische Salzgehaltsmaximum, das sich in der tropischen Dichtesprungschicht lateral ausbreitet. Nach Norden nehmen die Oberflächentemperaturen stark ab und erreichen im Bereich der Azoren nur noch Maximalwerte um 19°C . Die Schwankungen im Salzgehalt sind hier gering.

Die quantitative Information über die Volumen der einzelnen Wasserkörper geht durch die logarithmische Darstellung verloren. Somit vermittelt Abbildung 1 nur einen qualitativen Eindruck.

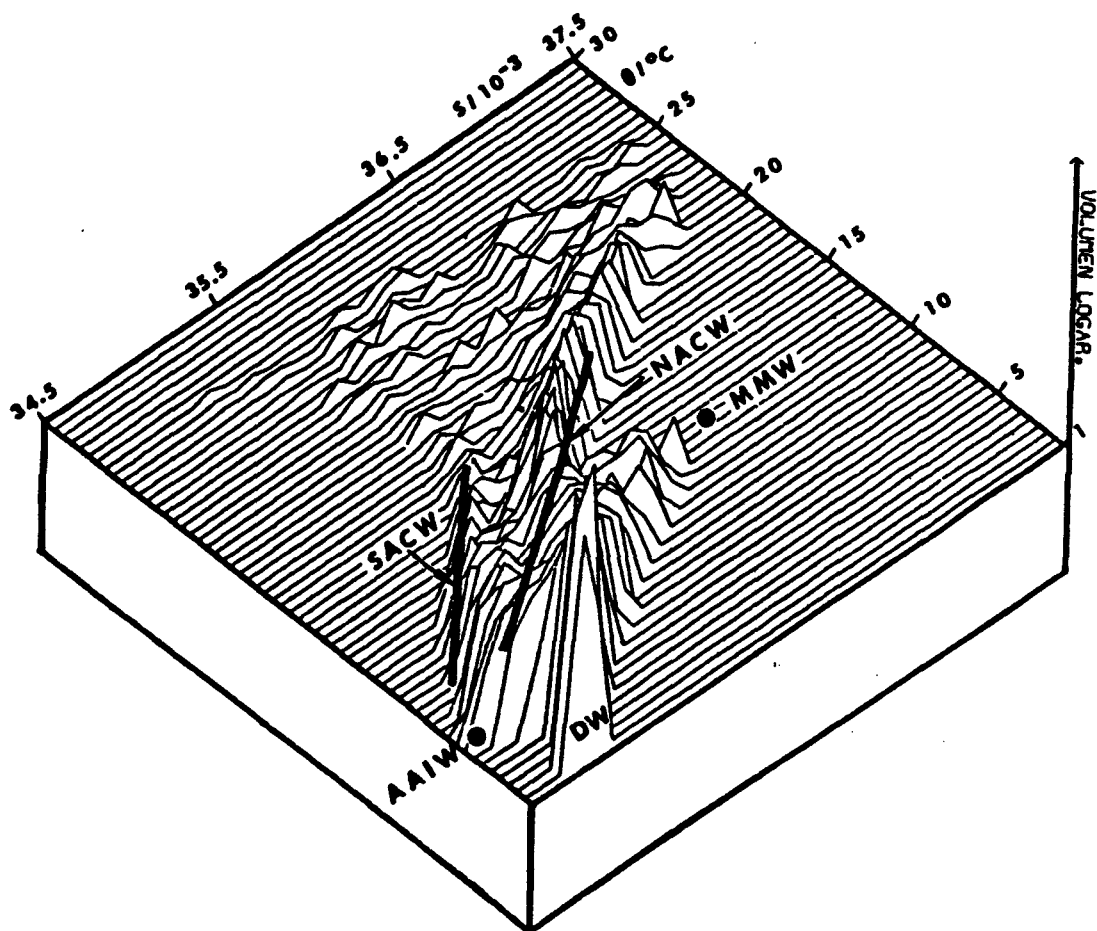


Abbildung 1

Potentielle Temperatur/Salzgehalt/Volumen-Diagramm für den Ostatlantik zwischen 8°N und 41°N und zwischen den Küstengebieten von Afrika und Europa und 35°W aus mittleren 3x3°-Feldern.

$\Delta T = 0.5^{\circ}\text{C}$, $\Delta s = 0.1 \times 10^{-3}$, Volumenskala logarithmisch: maximaler Peak $\approx 4.2 \times 10^6 \text{ km}^3$. Die Bezeichnungen der Wassermassen sind im Text enthalten.



1.2 Transportberechnungen

Noch heute gibt es keine endgültige Klärung der Frage, wo die Rezirkulation des Golfstroms stattfindet, obwohl eine Reihe von Untersuchungen vorgenommen wurde, um die Zirkulation des Nordatlantiks zu bestimmen. Die größere Zahl der Beobachtungen wurde im Westatlantik durchgeführt, wo durch den Golfstrom ein starkes Signal in den Messungen hervorgerufen wird. Die Datenmengen im Ostatlantik sind dagegen vergleichsweise gering.

Widersprüchliche Meinungen existieren auch über die Frage, zu welchem Teil die Rezirkulation des nordatlantischen Stromsystems den Ostatlantik erfaßt. Frühere Untersuchungen gingen von einem atlantikweiten Stromsystem aus mit einem großen Anteil des Ostatlantiks an der Rezirkulation. Für den Bereich zwischen den Azoren und der portugiesischen Küste bestimmten Sverdrup, Johnson und Fleming (1942) einen Transport von $14 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ östlich der Azoren und $4 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ vor Portugal nach Süden. Hierbei wurde die 7° -Isotherme als Integrationsreferenz benutzt. Ähnlich starke Südtransporte erhielt Dietrich (Dietrich, Kalle, Krauss und Siedler 1975) aus den Daten des Internationalen Geophysikalischen Jahres (IGJ). Aus Berechnungen im Atlantik nördlich der Azoren resultierten Südtransporte von $14 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ in den obersten 1000 m, die dem Bereich zwischen den Azoren und Portugal zugeordnet wurden. $4 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ wurden dabei dem Portugalstrom nahe der portugiesischen Küste zugesprochen, während die restlichen $10 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ östlich der Azoren in den Ostatlantik einströmen sollen. Diese Ergebnisse stehen in guter Übereinstimmung mit vielen Oberflächen-Strömungskarten, die eine starke Südkomponente östlich der Azoren aufweisen (z.B. Schumacher 1940).

Neuere Untersuchungen kommen zu dem Ergebnis, daß die Rezirkulation hauptsächlich im Westatlantik stattfindet, während der Ostatlantik nur geringe Beiträge dazu leistet. Nach Worthingtons (1976) Berechnungen besteht die Zirkulation im Nordatlantik aus

zwei Wirbeln im westlichen Becken des Atlantiks. Die Rezirkulation findet im westlichen und zentralen Teil des Atlantiks statt, während der Ostatlantik nur mit weniger als $10 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ dazu beiträgt.

Ein von den Ergebnissen von Sverdrup et al. abweichendes Bild ergab sich auch bei Saunders (1982). Die Dichtedaten der IGJ-Schnitte zwischen dem mittelatlantischen Rücken und der Küste von Europa bzw. von Afrika wurden durch die Ergebnisse einer linearen Regression über die ursprünglichen Dichtedaten ersetzt. Damit wurde der geostrophische Transport über die gesamte Breite des Schnittes berechnet. Die absolute Geschwindigkeit wurde derart bestimmt, daß der Transport die Sverdrup-Beziehung erfüllt. Für das Tiefenintervall 0-850 m berechnete Saunders einen Südtransport in der Größe $3-4 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ zwischen den Azoren und Portugal. Südlich der Azoren erreichen $6-7 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ den Ostatlantik in einer Ostströmung aus dem zentralen Atlantik. Dieses Ergebnis einer starken Ostströmung südlich der Azoren ist auch in einigen älteren Arbeiten enthalten (z.B. Ekman 1923; Jacobsen 1929). Aus den Bildern der Anomalie des Geopotentials 100db zu 1500db (Stommel, Niiler und Anatol 1978) kann ebenfalls auf eine starke Ostströmung südlich der Azoren geschlossen werden. Frühe Hinweise auf eine Ostströmung findet man auch in der Dichtekarte in 200 m Tiefe im Meteorwerk bei Wüst (Wüst und Defant 1936).

Hellermann berechnete 1980 den Transport im Nordäquatorialstrom (NEC) für die Monate März und Oktober mit der Sverdrup-Beziehung aus den Windstressdaten des tropischen Atlantiks. Bei 23°W transportiert der NEC $10 \times 10^9 \text{ kgs}^{-1}$ im März und $3 \times 10^9 \text{ kgs}^{-1}$ im Oktober. Bei 38°W ist der Transport auf $23 \times 10^9 \text{ kgs}^{-1}$ im März und $9 \times 10^9 \text{ kgs}^{-1}$ im Oktober angewachsen.

Eine Reihe der Arbeiten über die Prozesse im Auftriebsgebiet nahe der afrikanischen Küste beruhen auf Ergebnissen der deutsch-englischen Expedition 'Auftrieb 1975'. In erster Linie

beschreiben sie Ergebnisse von Wassermassenuntersuchungen. Die starken Änderungen der küstennahen Strömungen und ihre Auswirkung auf die Grenze zwischen NACW und SACW wurden von Tomczak und Hughes (1980) untersucht. Barton und Hughes (1982) verglichen gemessene Wassermassenverteilungen mit Strömungsergebnissen aus Verankerungen. Sie fanden einen polwärtigen Strom am inneren Kontinentalhang und einen nach Süden laufenden Oberflächenstrom. Wassermassenuntersuchungen benutzten auch Fiúza und Halpern (1982) als Grundlage für geostrophische Berechnungen im Bereich des Kanarenstroms. Die Geschwindigkeitsmessungen aus Verankerungen ergaben geringe Geschwindigkeiten in 500 m Tiefe, so daß dieser Wert als Referenztiefe benutzt wurde. Daraus resultiert, daß der Kanarenstrom auf die obersten 500 m beschränkt ist.

Strömungsmesserdaten von einer Verankerung am Kontinentalrand vor Portugal bearbeiteten Meinke, Siedler und Zenk (1975). Die mittleren Strömungen in fünf Tiefen zwischen 234 m und 2046 m sind alle nordwärts gerichtet. Die Beiträge der mittleren Geschwindigkeiten liegen im Kern des Mittelmeerwassers um 2 bis 3 cm s^{-1} höher als in geringeren Tiefen, was auf eine Advektion dieser speziellen Wassermasse hindeutet.

Mit einem quasi-geostrophischen Modell bestimmten Sarkisyan, Demin und Brechovskich (1981) die Oberflächentopographie im Atlantik und berechneten daraus die Oberflächenströmungen. Sie berechneten Südströmungen mit mehr als 10 cm s^{-1} vor Gibraltar, die sich im Bereich der Kanarischen Inseln fortsetzen, und dann im Bereich des NEC, zwischen 15° und 20°N, nach Westen drehen. Für die Strömungen im Bereich der Azoren ergaben sich Werte kleiner als 10 cm s^{-1} .

Eine ausführliche Übersicht über numerische Zirkulationsmodelle erstellte Holland im Jahre 1977. Numerische Modelle eignen sich sehr gut dazu, den Einfluß verschiedener Parameter, wie etwa

die Bodentopographie oder die Dichteschichtung zu untersuchen. Dagegen sind die atlantikweiten Modelle noch nicht in der Lage, das Stromfeld in kleineren Gebieten, wie dem Ostatlantik, zu bestimmen.

1.3 Zielsetzung

Das Ziel dieser Arbeit ist es, das großskalige Strömungsfeld im Ostatlantik zu untersuchen und Werte für die Größenordnung der mittleren Transporte zu berechnen, die als Grundlage für weitergehende Untersuchungen dienen sollen. Berechnet wird das barokline Strömungsfeld mit Hilfe der geostrophischen Methode. Der Ekman-Transport, sowie, falls vorhanden, der barotrope Transport, sind in den Ergebnissen nicht enthalten.

Die Berechnungen der Wassermassentransporte beziehen sich nur auf die obersten 1000 m, also in erster Linie auf die Warmwassersphäre. Die Verteilung einzelner Parameter wird jedoch auch unterhalb dieser Tiefe betrachtet. Neben mittleren Profilen in $3 \times 3^\circ$ -Feldern, die für den Ostatlantik das mittlere Feld wiedergeben, stehen Daten von zwei langen Nordsüd orientierten METEOR-Schnitten zur Verfügung, die einen quasi-synoptischen Zustand für das Frühjahr darstellen und zum Vergleich mit dem mittleren Feld benutzt werden können. Die Ostwest orientierten IGJ-Schnitte stammen aus verschiedenen Jahren, jedoch immer aus dem Winterhalbjahr, so daß auch diese Daten beim Vergleich Informationen über jahreszeitliche Unterschiede liefern können.

Für die großräumige Zirkulation ist die potentielle Vorticity in der Form $\bar{q} = f/\rho_0 \partial \bar{p} / \partial z$ eine Erhaltungsgröße. Diese wird dazu benutzt, das mit Hilfe einer festgelegten Nullschicht bestimmte Strömungsfeld zu überprüfen. Zur Bestimmung der meridionalen Temperaturflüsse im Ostatlantik wird das berechnete Massentransportfeld herangezogen.

2. Beschreibung der Daten

2.1 Der historische Datensatz

Als Grundlage für den historischen Datensatz dienen die hydrographischen Stationsdaten, die 1980 im World Oceanographic Data Center (WODC) A für den Ostatlantik verfügbar waren. Die räumliche Verteilung der Daten zwischen 8°N und 55°N und zwischen 5°W und 45°W ist sehr unterschiedlich (Siedler, Stramma 1983, Abb. 1). Sie konzentrieren sich im Bereich der afrikanischen und europäischen Küste sowie bei den Kanarischen Inseln, Madeira und den Azoren. Die Datendichte im offenen Ostatlantik ist gering, besonders zwischen 20° und 30°N . Das Gebiet des Ostatlantiks wurde in 78 $3 \times 3^{\circ}$ -Felder unterteilt (Abb. 2). Die Daten wurden einer Qualitätskontrolle unterzogen.

Um Flachwasserstationen nahe der afrikanischen Küste auszuschließen, wurden dort nur Profile benutzt, die Meßwerte bis in Tiefen von mehr als 100 m enthielten. Stationen ohne Salzgehaltsmessungen oder mit zweifelhaften Salzgehaltswerten, bedingt durch Spikes oder systematische Abweichungen, wurden aussortiert. Der daraus resultierende Datensatz von 4385 Profilen und deren Aufteilung in 78 $3 \times 3^{\circ}$ -Felder wurde bei Siedler und Stramma (1983, Abb. 2) gezeigt. Dieser Datensatz wurde erneut bezüglich der Auswahlkriterien Spikes und systematische Abweichungen einer noch strengeren subjektiven Datenkontrolle unterzogen und dabei auf 2987 Profile reduziert. Die Verteilung dieser Stationen über die Jahreszeiten für den Ostatlantik nördlich und südlich des Wendekreises zeigt Tabelle 1.

Tabelle 1:

Monate	Anzahl Profile	Anzahl Profile
	$8^{\circ}\text{N} - 23^{\circ}\text{N}$	$23^{\circ}\text{N} - 41^{\circ}\text{N}$
Januar-März	408	260
April-Juni	360	616
Juli-September	270	633
Oktober-Dezember	142	298

Die Messungen südlich des Wendekreises stammen zum großen Teil aus den ersten sechs Monaten des Jahres. Dies wird besonders deutlich, wenn man berücksichtigt, daß 106 der 270 Stationen des Zeitraumes Juli bis September aus einem einzigen $3 \times 3^\circ$ -Feld stammen, in dem das russische Polygon-Experiment stattfand. Nach den Ergebnissen von Hellerman (1980) ist das Frühjahr die Jahreszeit, in der der Nordäquatorialstrom einen hohen Transport aufweist, und die somit überrepräsentiert ist.

Nördlich des Wendekreises überwiegen die Daten aus dem Sommerhalbjahr mit 69 % der Gesamtdatenmenge. Dies sind gerade die Monate, in denen der Ostatlantik in diesen Breitengraden eine positive Oberflächenzufuhr an Wärmeenergie erfährt (Lamb und Bunker 1982). Aus monatlichen Karten der Windschubspannungsvektoren (H.J. Isemer, in Vorbereitung) ergibt sich, daß die Südkomponente vor der afrikanischen und vor der portugiesischen Küste stärker ist als im Jahresmittel. Folglich sind im Datensatz die Jahreszeiten stärker repräsentiert, in denen die Windschubspannungsdaten über den Jahresmittelwerten liegen.

Die Verteilung der Profile nach den Jahreszeiten wurde für jedes $3 \times 3^\circ$ -Feld bestimmt (Abb. 2). Dabei zeigt sich, daß die Dominanz verschiedener Jahreszeiten durch starke Schwankungen in den einzelnen $3 \times 3^\circ$ -Feldern überlagert wird.

Es wurde geprüft, ob der Salzgehalt der mittleren TS-Kurve eines $3 \times 3^\circ$ -Feldes eine jahreszeitliche oder eine räumliche Abhängigkeit von der gemittelten Position der TS-Kurve besitzt. Die Differenz zwischen dem Salzgehalt eines Einzelprofils und dem Salzgehalt der mittleren TS-Kurve (ΔS) sei eine Funktion von der Jahreszeit (Δt_1) und von der räumlichen Entfernung zwischen dem Einzelprofil und der mittleren TS-Kurve (ΔL_j).

$$\Delta S = f(\Delta L_j, t_1)$$

$$\Delta S(t_1) = \Delta S_1$$

Das Jahr wurde in die Abschnitte Januar bis März, April bis Juni, Juli bis September und Oktober bis Dezember unterteilt. Für alle TS-Paare aus den Einzelprofilen wurden die Differenz des Salzgehaltes zu dem Salzgehalt aus dem zu der Temperatur gehörenden 0.2°C-Intervall der TS-Kurve berechnet, sowie die Entfernung ΔL zwischen dem Einzelprofil und der mittleren Kurve. Da verschiedene Wassermassen unterschiedliche Jahresgänge bzw. eine unterschiedliche Abhängigkeit von der Entfernung aufweisen könnten, wurde die TS-Kurve in 3°C-Abschnitte unterteilt. Die Rechnungen wurden für zwei 3x3°-Felder südöstlich der Azoren durchgeführt (35-38°N, 23-26°W und 35-38°N, 20-23°W). Diese Gebiete weisen einen starken Jahresgang in der Oberflächentemperatur auf und enthalten eine größere Anzahl von Profilen, die eine Unterteilung nach Jahreszeiten ermöglicht. Für jeden 3°C-Abschnitt wurde für die vier Jahreszeiten ΔS als Funktion von der Entfernung berechnet.

$$|\Delta S_i| = A |\Delta L_j| + B$$

Die Ergebnisse zeigen große Steigungen A bei den Temperaturen 6-9°C und 9-12°C, dem Bereich des Mittelmeerwassers, und bei Temperaturen größer als 18°C, dem Oberflächenwasser. Dies ist zu erwarten, wenn man die Aufweitung der Standardabweichung der TS-Kurven in diesen Temperaturintervallen berücksichtigt (Siedler, Stramma 1983, Abb. 3). Eine jahreszeitliche Abhängigkeit kann jedoch nicht gefunden werden. Der Korrelationskoeffizient der linearen Anpassung ist in der Regel klein. Er weist typische Werte um + 0.3 auf, mit den Maximalwerten von + 0.7 und - 0.8. Für die zwei Gebiete südöstlich der Azoren ist kein Jahresgang und keine lineare Abhängigkeit von der Entfernung zwischen der mittleren TS-Kurve und den Positionen der Einzelprofile nachweisbar.

Die Abweichungen in der Temperatur und im Salzgehalt auf festen Tiefenstufen in den historischen Daten wurden in dem Gebiet 29-32°N, 17-20°W für die Tiefen unterhalb von 3000 m

Tiefe untersucht. Es ergab sich, daß in der Tiefsee auf festen Tiefenniveaus mit Schwankungen in der Temperatur von $\Delta T = 0.1^{\circ}\text{C}$ und $\Delta S = 0.04 \times 10^{-3}$ gerechnet werden muß. Diese Daten wurden über einen Zeitraum von 60 Jahren mit unterschiedlichen Methoden gewonnen, die die o.a. Schwankungen durchaus erklären können, falls es sich um reine Meßungenauigkeiten handelt. Es kann jedoch nicht ausgeschlossen werden, daß zeitliche Änderungen in Temperatur und Salzgehalt für diese Schwankungen mit in Betracht gezogen werden müssen. Die unterschiedlichen Positionen in dem $3 \times 3^{\circ}$ -Feld scheinen keinen merklichen Anteil an diesen Abweichungen zu liefern.

In dem historischen Datensatz sind die Daten der Schnitte aus dem Internationalen Geophysikalischen Jahr (IGJ) enthalten. Diese wurden für einige Rechnungen zusätzlich zu den mittleren Profilen und den aktuellen Daten der Meteorreise Nr. 60 benutzt.

2.2 Die Daten der Meteorreise Nr. 60

Die sechzigste Reise des Forschungsschiffes METEOR fand im Frühjahr 1982 statt. Im 3. und 4. Fahrtabschnitt dieser Reise wurden Arbeiten der physikalischen Ozeanographie im Nordostatlantik durchgeführt. Der 3. Abschnitt begann am 27.02.1982 auf den Kanarischen Inseln und endete am 16.03. mit dem Einlaufen in Ponta Delgada auf den Azoren. Auf dem Schnitt von den Kanarischen Inseln zu den Azoren wurden Verankerungsarbeiten durchgeführt, XBT-Abwürfe vorgenommen und eine hydrographische Box zwischen 32° und 35° N und zwischen 21° und 24° W aufgenommen sowie mehrere Multisondenstationen eingelegt.

Auf dem 4. Abschnitt (19.03. - 10.04.1982) sollte die hydrographische Datenbasis von den Azoren bis heran an die Gebiete, aus denen von den Forschungsprogrammen GATE und FGGE eine gute Datenüberdeckung vorliegt, erweitert werden. Die Meßstationen dieses Fahrtabschnittes lagen auf zwei Meridionalschnitten bei 27° W und 33° W zwischen den Breiten 35° N und 10° N, auf dem verbindenden Zonalschnitt im Süden und auf dem Ablaufkurs nach Ponta Delgada. Den Hauptanteil der Daten dieses 4. Abschnitts lieferten die beiden N-S-orientierten Schnitte. Die in den folgenden Rechnungen benutzten Stationen des 3. und 4. Fahrtabschnittes sind in Abb. 3 als Dreiecke gekennzeichnet.

Bei den Messungen mit der Multisonde mit Rosette ergaben sich Probleme, die sich auf die Qualität der Daten auswirkten. Die Sonden wurden vor der Reise kalibriert, jedoch wies die Kalibrierung im Anschluß an die METEOR-Reise andere Eichkoeffizienten auf, deren Ursache in Eichfehlern und einer zeitlichen Drift bzw. Verschiebung zwischen den auf der METEOR benutzten Sonden und der als Sekundärnormal benutzten Sonde des Instituts für Angewandte Physik zu liegen schienen. Eine nachträgliche Klärung ist praktisch unmöglich.

Probleme entstanden weiterhin durch elektronische Mitzieheffekte, durch die zeitliche Drift im Leitfähigkeitssystem, Sprünge in der Leitfähigkeitsanzeige, Schwingen von Temperatur oder Leitfähigkeit bei der Sonde MS 01 und Spikes in den Daten.

Während der METEOR-60-Reise wurde zur Überprüfung der Daten der Multisonde ein Kranzwasserschöpfer mit 12 Schöpfern gefahren, wobei jeder zweite Schöpfer mit Kippthermometern bestückt war. Diese Rosette arbeitete vielfach unzuverlässig. Teilweise wurden auf der Auslösetiefe Schöpfer doppelt oder überhaupt nicht ausgelöst, oder die Auslösung geschah bereits während des Fierprofils, ohne daß der Auslöseimpuls vom Bordgerät abgesandt worden war. Der Salzgehalt der von der Rosette entnommenen Wasserproben wurde zum Teil an Bord mit einem Beckman-Salinometer bestimmt, der andere Teil nach Abschluß der Reise an Land mit einem Guildline-Salinometer. Während das Guildline-Salinometer thermostatisiert ist und Ergebnisse mit guter Reproduzierbarkeit liefert, sind die Ergebnisse des nicht thermostatisierten Beckman-Salinometers schlechter und nicht so gut reproduzierbar.

Aufgrund der Mängel an der Sonde und der Unzuverlässigkeit der Rosette wurde eine aufwendige Datenaufbereitung nötig. Trotz großer Bemühungen der Mitarbeiter der Abteilung Meeresphysik war es nicht möglich, alle eingegangenen Fehler vollständig zu beseitigen, so daß die Qualität der Daten nur mäßig ist.

In einem internen Bericht wurde die systematische Unsicherheit der Daten von H. Peters wie folgt abgeschätzt:

Gerät	MS01	MS01	MS02
Parameter	4. Abschnitt	3. Abschnitt	3. Abschnitt
Temperatur	$\pm 0.015 \text{ K}$	$\pm 0.02 \text{ K}$	$\pm 0.01 \text{ K}$
Leitfähigkeit (mS cm^{-1})	± 0.025	± 0.045	± 0.045
Salzgehalt (10^{-3})	± 0.01	± 0.035	± 0.05

Es ist zu erkennen, daß die Daten des 4. Abschnittes der METEOR-Reise Nr. 60 besser und genauer sind als die Daten des 3. Abschnittes. In den folgenden Berechnungen wurde deshalb hauptsächlich auf die Daten des 4. Abschnittes zurückgegriffen. Nur 6 Profile auf dem Schnitt von den Kanarischen Inseln zu den Azoren wurden benutzt, um die Fläche für die geostrophischen Berechnungen auf das Kanaren-Azoren Gebiet auszuweiten.

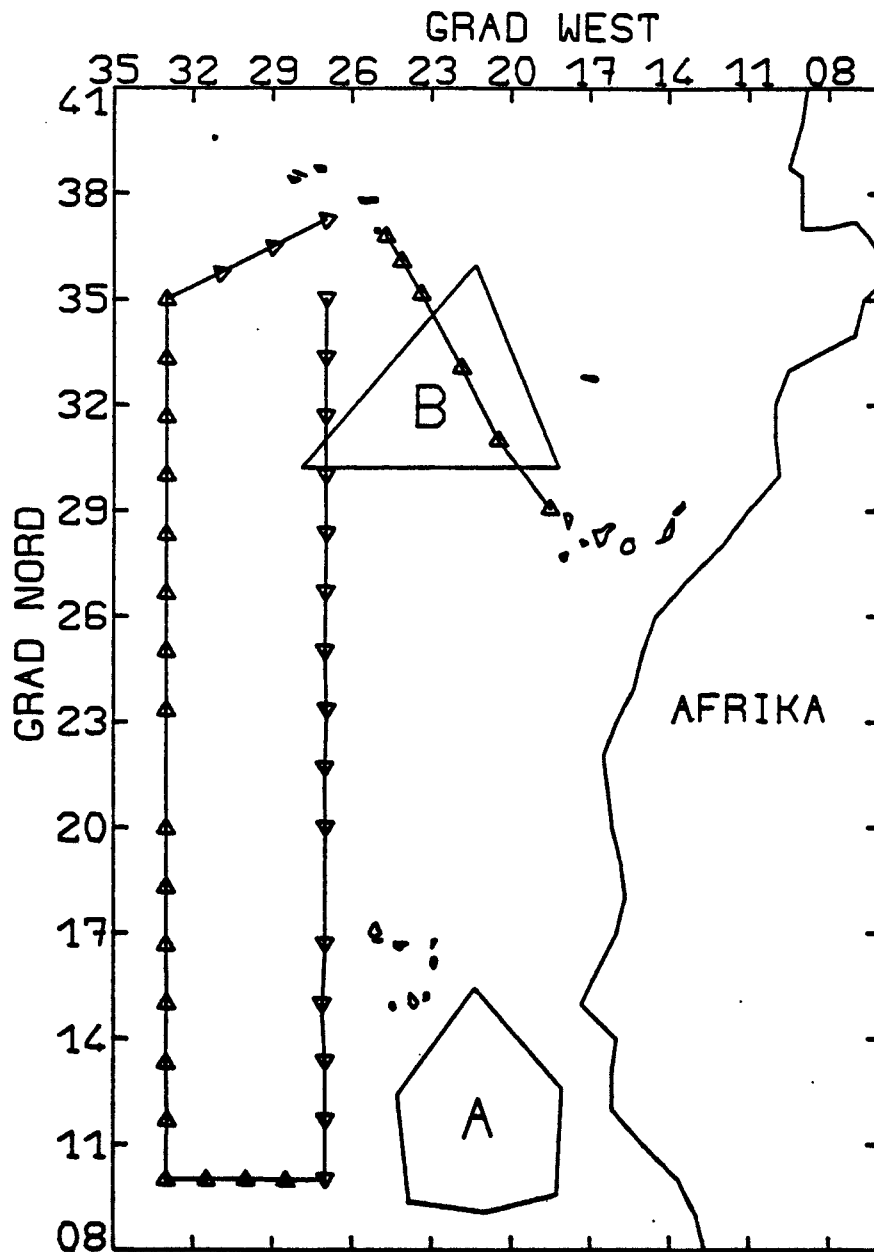


Abbildung 3

Die in den Berechnungen benutzten Multisondenstationen der METEOR-Reise Nr. 60 (Dreiecke), sowie das tropische Gebiet A und das subtropische Gebiet B, die bei Massenerhaltungsberechnungen benutzt werden.

3. Mittlere Profile und Parameterverteilungen

3.1 Mittlere Profile

Aus den historischen Daten wurden für jedes der 78 $3 \times 3^\circ$ -Felder mittlere Profile für die Temperatur T, den Salzgehalt S und den gelösten Sauerstoff O_2 über die Tiefe erzeugt. Die Intervalldicke der Profile von 0 m bis maximal 5850 m wurde von der Tiefe abhängig gemacht. Damit können Änderungen von T, S und O_2 erfaßt werden, die in der Deckschicht auf kleineren Skalen erfolgen. Es wurden folgende Intervallbreiten benutzt:
2 m zwischen 0 m und 100 m, 10 m zwischen 100 m und 1500 m und 50 m unterhalb von 1500 m.

Zur Erzeugung der Profile wurden im ersten Programmschritt die Mittelwerte für T und S auf 10 m-Intervallen bzw. auf 50 m-Intervallen in größerer Tiefe und die Standardabweichung aus allen verfügbaren Daten eines $3 \times 3^\circ$ -Feldes berechnet. Im zweiten Schritt wurden die Daten erneut eingelesen, und zur Berechnung für die mittleren Profile von T und S wurden nur die Werte benutzt, die innerhalb des Intervalls aus dem Mittelwert minus der Standardabweichung und aus dem Mittelwert plus der Standardabweichung des ersten Programmschritts lagen. Bei der Normalverteilung liegen 68 % der Daten innerhalb dieser Grenzen. Die einfache Standardabweichung wurde gewählt, um nur Daten zu verwenden, die nahe am Mittelwert liegen und typisch für das mittlere Strömungsfeld sind. Da der Anteil der Daten mit ungenauen Messungen und größeren Abweichungen vom Mittelwert recht groß ist, erscheint die Benutzung der einfachen Standardabweichung als ein gut vertretbares Auswahlkriterium. Das mittlere Sauerstoffprofil wurde abweichend davon ohne den ersten Schritt berechnet, da die Datendichte der Sauerstoffmessungen erheblich geringer ist.

Zur Erzeugung glatter Profile wurden T, S und O₂ mit einer 5-fach übergreifenden Mittelung mit schwacher Wichtung (starke Glättung) geglättet.

$$\overline{T(x)} = (T(x-2)+2T(x-1)+3T(x)+2T(x+1)+T(x+2))/9.$$

Da die Streuung der Einzeldaten, die in ein Intervall eingingen, in der Deckschicht erheblich größer war, wurden erst die obersten 200 m, dann die obersten 1600 m und abschließend das gesamte Profil bis zum Boden geglättet. D.h., die obersten 200 m wurden insgesamt dreimal geglättet. Anschließend wurden T, S und O₂ fünfmal mit einem Ausgleichspolynom unter Benutzung einer Parabel zweiter Ordnung, wie sie von Zuhrmühl (1965, S. 344) angegeben wurde, geglättet (schwache Glättung).

Als Beispiel werden in Abbildung 4 die Verteilung von T, S und O₂ über die Tiefe für das Gebiet 14°-17°N, 32°-35°W gezeigt. Im Salzgehalt ist deutlich zu erkennen, daß das Signal des tropischen Salzgehaltsmaximums erhalten bleibt. Bei 5700 m wird der Salzgehalt geringer, was durch den Einfluß des sich nach Norden ausbreitenden salzarmen Bodenwassers hervorgerufen wird. Unterhalb der Deckschicht nimmt der Sauerstoffgehalt ab und erreicht ein Minimum bei 415 m. In der Tiefsee unterhalb von 1800 m ist der Gehalt des gelösten Sauerstoffs recht einförmig und im Betrag größer als an der Oberfläche. Im Gegensatz zum Pazifik und zum Indischen Ozean ist der Atlantik im Tiefenwasser aufgrund relativ hoher Kompensationsgeschwindigkeiten gut durchlüftet und hat einen hohen Sauerstoffgehalt aus den Beimischungen des subpolaren Zwischenwassers, das sich im Winter nördlich der Polarfront in der Labradorsee und Irminger See bildet (Dietrich et al. 1975). Dies führt zu einem Maximum des Sauerstoffs im Bereich des mittleren Tiefenwassers in 2170 m Tiefe. Dieses Maximum ist deutlicher ausgeprägt in weiter nördlich gelegenen Profilen, die näher am Absinkgebiet dieses Wasserkörpers liegen. Ein weiteres, im Profil kaum zu erkennendes Maximum bei 2800 m Tiefe ist durch das sauerstoffreiche Wasser des unteren Tiefenwassers beeinflusst.

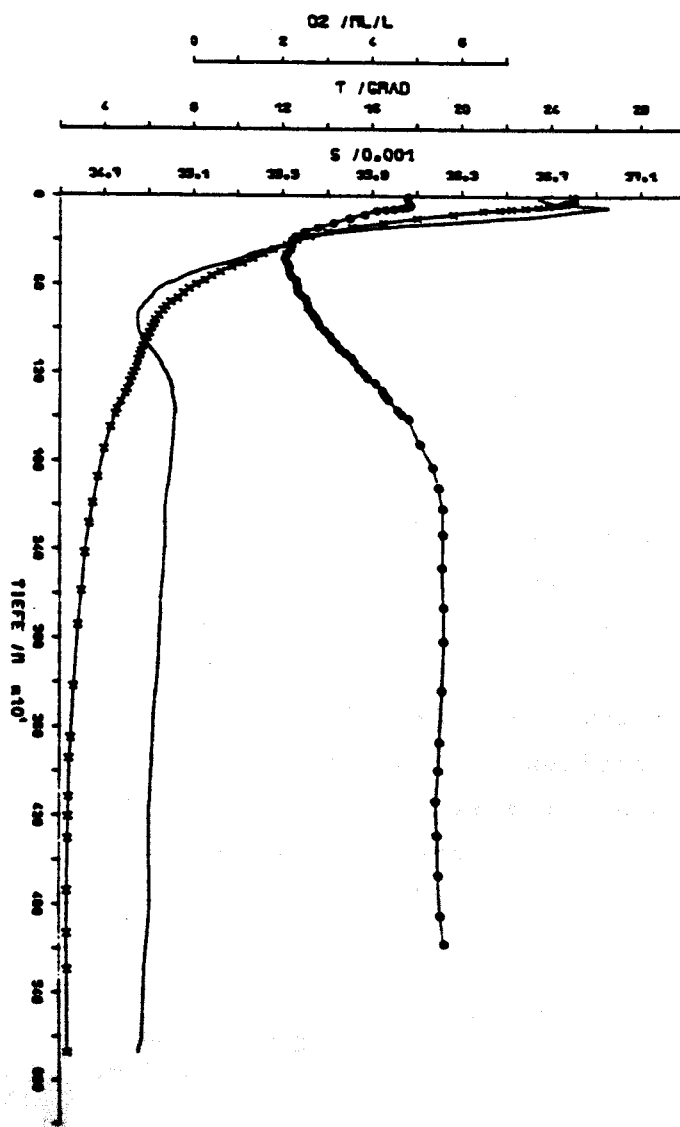


Das in Temperatur, Salzgehalt und Dichte gleichförmige Deckschichtwasser hat eine geringe Ausdehnung bis in eine Tiefe von 50 m. In der darunter liegenden Temperatur- und Dichtesprungschicht breitet sich das subtropische Salzgehaltsmaximum mit einem Maximum in 77 m Tiefe aus. Der Sauerstoffgehalt hat nahe dieser Tiefe ein Maximum. Dies läßt auf eine relativ geringe Zeitdauer seit dem Absinkvorgang schließen (Worthington 1976).

Die mittleren Profile liefern den mittleren Zustand für ein $3 \times 3^\circ$ -Gebiet, ohne dabei die typischen Merkmale eines Wasserkörpers mit geringer vertikaler Ausdehnung, wie z.B. das subtropische Salzgehaltsmaximum, durch die Glättung zu eliminieren. Diese mittleren Profile dienen als Grundlage für die Bestimmung der Nullschichttiefe und für die Berechnung der mittleren Transportverteilungen.

Abbildung 4

Mittlere Profile des Gebietes $14-17^\circ\text{N}$, $32-35^\circ\text{W}$ für Temperatur (Kreuze), Salzgehalt (Linien) und Sauerstoff (Kreise).



3.2 Parameterverteilungen

Maxima und Minima im Salzgehalt und im Sauerstoffgehalt wurden bereits von Wüst und Defant (1936) benutzt, um die Kernschichten verschiedener Wassermassen zu identifizieren und Rückschlüsse auf ihre Ausbreitung zu ziehen. Der heute verfügbare erweiterte Datensatz kann zur Reproduktion der damals vorhandenen Ergebnisse benutzt werden. Trotz der geringen Datendichte und den weitabstündigen Meßwerten reichten die Daten bei Wüst und Defant aus, um die Hauptwassermassen im Atlantik zu erkennen und zu beschreiben. Auch das in der Tiefe kleinräumige subtropische Salzgehaltsmaximum konnte sehr genau beschrieben werden. Im folgenden werden die Beschreibungen der Minima und Maxima auf die obersten 1800 m des Ozeans begrenzt, da hier aus den Ergebnissen Rückschlüsse auf mögliche Nullschichttiefen bzw. auf Gebiete mit vorhandenen Strömungen gezogen werden können.

3.2.1 Salzgehalt

Im gesamten Ostatlantik treten ein Minimum und ein Maximum im Salzgehalt auf. In geringen Tiefen der südlichen Hälfte des Untersuchungsgebietes existiert ein zweites Salzgehaltsmaximum, bekannt als subtropisches Salzgehaltsmaximum.

Das tiefer gelegene Salzgehaltsmaximum (Abb. 5) wird durch den Einfluß des Ausstroms des relativ warmen und salzreichen Mittelmeerwassers (MMW) hervorgerufen. Dieses MMW strömt über die Gibraltarschwelle in den Atlantik und sinkt auf Tiefen von 1000-1200 m ab, die seiner Dichte von $\sigma \approx 27.7 \text{ kg m}^{-3}$ entsprechen. Für die Dichte werden neben ρ die Größen Sigma ($\sigma = \rho_{S,T,0} - 1000$) und Sigma- θ ($\sigma_\theta = \rho_{S,\theta,0} - 1000$) benutzt. θ ist die potentielle Temperatur. Das MMW breitet sich auf diesem Dichtehorizont unter Vermischung hauptsächlich nach Westen und Norden aus (Defant 1955). Reid (1978) beschreibt die Verteilung des Salzgehaltsmaximums mit einem relativ komplizierten geostrophischen Strom,

der das MMW erst nach Westen transportiert, der im Westatlantik seine Richtung umkehrt und südlich des Weststroms nach Osten fließt, schließlich östlich der Azoren nach Norden dreht und somit salzreiches Wasser nach Norden transportiert.

Neuere Schiffsmessungen lieferten Hinweise, daß in dem Kanaren-Azorengbiet Mittelmeerwasserlinsen mit Eddy-Ausmaßen (genannt Meddy) und hohen Salzgehalten zu finden sind (Zenk, Armi, in Vorbereitung). Es scheint somit möglich, daß ein großer Teil des Salzes in diesem Gebiet durch Meddies und nicht durch einen kontinuierlichen mittleren Strom transportiert wird. In dem historischen Datensatz findet man in den Einzelprofilen Stationen mit hohen MMW-Salzgehalten im Vergleich zu den mittleren Profilen nördlich von 29°N und östlich von 29°W . Südlich von 19°N nimmt die Tiefenlage des Maximums bis auf 2000 m bei 8°N zu, mit kontinuierlich abnehmenden Werten des Salzgehaltsmaximums ohne große Abweichungen vom Mittelwert. Hier dominiert die Ausbreitung des Maximums im oberen Tiefenwasser, das sich nach Süden ausbreitet. Die Dichte im Maximum nimmt dabei von $\sigma = 27.7$ auf 27.8 kgm^{-3} bei 10°N zu. Westlich des Ausstromgebietes bei Gibraltar im Bereich südlich der Azoren nimmt die Dichte des Maximums auf $\sigma = 27.6 \text{ kgm}^{-3}$ ab.

Da das Salzgehaltsmaximum in der subtropischen und tropischen Dichtesprungschicht im südlichen Teil des Nordostatlantiks nur eine Dicke von etwa 30 m hat und zu hoch liegt, um die Lage einer bewegungsfreien Wasserschicht zu beeinflussen, wird es hier nicht weiter untersucht. Nach den Ergebnissen von Worthington (1976) ist es bei dem subtropischen Salzgehaltsmaximum von großer Wichtigkeit, das Zusammenwirken von Absinkbewegungen und der Luftdruckverteilung zu untersuchen, da dieses Maximum nicht stationär ist. Die mittlere Verteilung dieses Salzgehaltsmaximums wird bei Willenbrink (1982) gezeigt.

Aussagefähig für die Zirkulation im Ostatlantik ist die Lage des Salzgehaltsminimums (Abb. 6). Ein Minimum zwischen zwei salzreichen Schichten kann nur erhalten bleiben, wenn salzarmes Wasser advektiert wird. Subarktisches Zwischenwasser (AAIW) wird in Tiefen um 900 m über den Äquator hinweg nach Norden transportiert. Nach Wüst (1936) ist bei 20°N noch 5 % des Wasserkörpers enthalten, der beim Absinken südlich der Polarfront der Südhemisphäre gebildet wurde. Im Nordosten des Ostatlantiks wird das Salzgehaltsminimum durch subarktisches Zwischenwasser gebildet, das aus Nordwesten in das Gebiet einströmt. Eine Richtungsinformation geht in der Nähe von Gibraltar verloren, da durch Vermischung mit dem darunterliegenden MMW der Salzgehalt stark verändert wird. Im westlichen Teil des Ostatlantiks zwischen 23° und 30°N sinkt das Minimum auf Tiefen um 1000 m ab, und die Dichte steigt auf Werte von 27.67 gegenüber 27.4 kgm⁻³ im südlichen Ostatlantik. Salzarmes Wasser dringt hier, aus Südwesten kommend, nach Nordosten vor. Eine solche Bewegung ist aus den Salzgehaltsverteilungen in den drei Schnitten des β -Dreiecks bei Behringer und Stommel (1980, Abb. 2) gut zu erkennen.

Der Sauerstoffgehalt im Minimum des Salzgehaltes ist im Süden im Einflußbereich des AAIW gering und liegt zwischen 2.5 und 3 ml l⁻¹. Linsen mit Sauerstoffwerten unter 2.5 ml l⁻¹ treten hauptsächlich an der afrikanischen Küste und in dem topographischen flachen Gebiet um die Kapverdischen Inseln auf. Dies kann ein Hinweis auf mögliche geringe Ausbreitungsgeschwindigkeiten sein. Während im Bereich des subarktischen Zwischenwassers der Gehalt an gelöstem Sauerstoff größer als 4 ml l⁻¹ ist, gibt es im Bereich des von Südwesten zuströmenden Wassers ein breites Übergangsgebiet mit Sauerstoffwerten zwischen 3 und 4 ml l⁻¹.

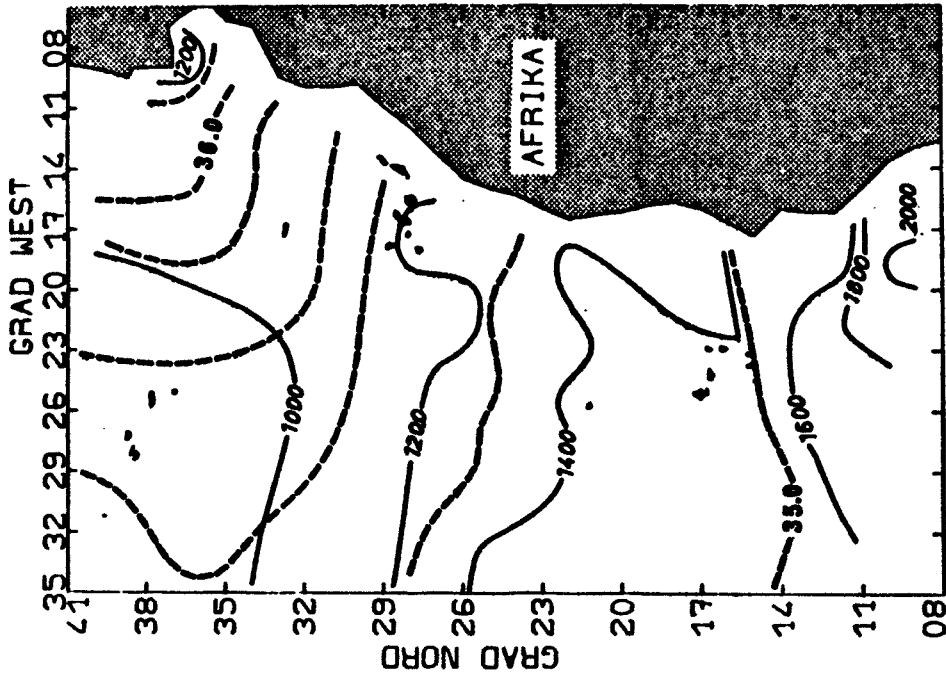


Abbildung 5
Die Lage des Salzgehaltsmaximums
im Ostatlantik, hervorgerufen durch
Mittelmeerwasserzufuhr. Durchgezogene
Linie: z/m, gestrichelte Linie: S/10-3.

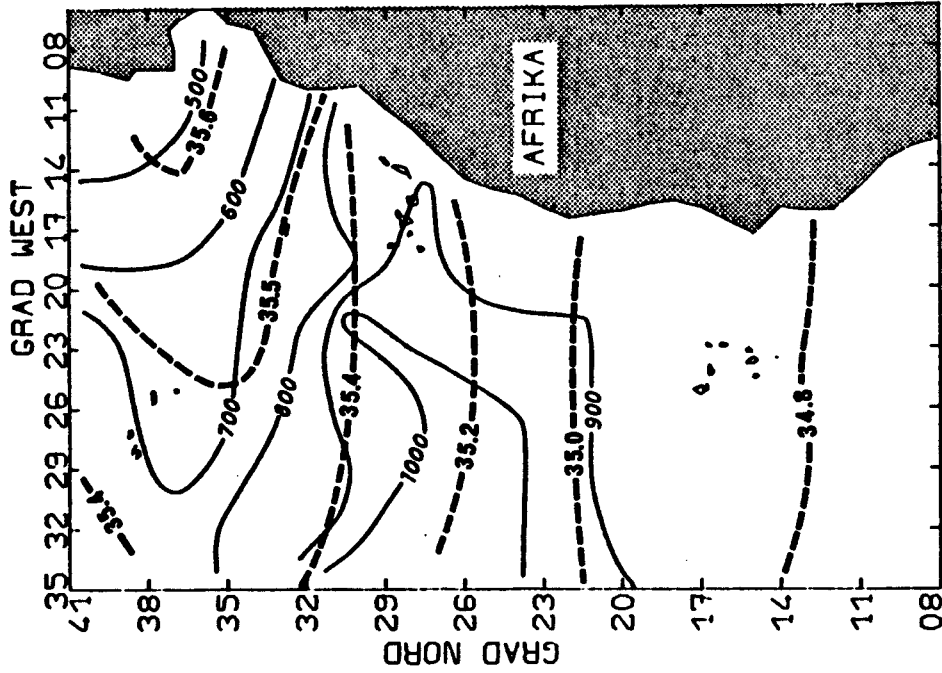


Abbildung 6
Die Lage des Salzgehaltsminimums
im Ostatlantik. Durchgezogene
Linie: z/m, gestrichelte Linie:
S/10-3.

3.2.2 Sauerstoffgehalt

Die Möglichkeit der Benutzung des Sauerstoffgehaltes als Indikator für Wassermassenausbreitung ist umstritten. Dies liegt daran, daß der Sauerstoff keine konservative Größe ist, sondern biologischen Zehrraten unterworfen ist. Diese konnten bislang nicht eindeutig bestimmt werden. Außerdem konnten über die lokalen Änderungen der Zehrrate keine Aussagen gemacht werden. Nach dem Vergleich der Ergebnisse aus Modellrechnungen mit beobachteten Sauerstoffverteilungen kam Wyrski (1962) zu dem Ergebnis, daß Schichten mit einem Sauerstoffminimum durch biochemische Prozesse erzeugt werden, ihre Position und die Verteilung aber durch die Zirkulation bestimmt werden. Wyrski (1962) kam zu dem Schluß, daß in den zentralen Teilen der Ozeane eine Beziehung zwischen dem Sauerstoffminimum und schwachen horizontalen Bewegungen besteht.

Das Sauerstoffminimum im Ostatlantik (Abb. 7) ist deutlich an zwei verschiedene Tiefenhorizonte gebunden. Im Norden liegt es bei etwa 800 m und somit teilweise in der Tiefe des Salzgehaltsminimums. Dabei sind die Werte mit etwa 4 ml l^{-1} erheblich höher als auf dem flacheren Horizont im Süden mit Werten um 1.5 ml l^{-1} in 400-500 m Tiefe. Das Sauerstoffminimum im Norden zeigt wenig Änderungen im Betrag und in der Tiefenlage. Dieses Minimum könnte ein Indikator für eine Schicht mit geringen Horizontalgeschwindigkeiten sein. In den folgenden Untersuchungen ergeben sich mehrfach Hinweise auf eine Referenztiefe für die geostrophischen Rechnungen in diesem Tiefenniveau. Allerdings durchkreuzt diese Schicht des O_2 -Minimums die Schicht des Salzgehaltsminimums, die nur durch Advektion aufrecht erhalten werden kann.

Im südlichen Teil des Ostatlantiks liegt das Sauerstoffminimum über dem durch das südatlantische Zentralwasser gebildeten Salzgehaltsminimum. Aus den TS-Diagrammen von Willenbrink (1982) ist zu entnehmen, daß hier das südatlantische Zentralwasser (SACW)

mit geringeren Salzgehalten dominiert. Das nordatlantischen Zentralwasser (NACW) wird im oberen Teil von dem salzreichen Sargassoseewasser und im unteren von dem salzreichen Mittelmeergewässer gebildet. Das salzärmere SACW wird mit dem Südäquatorialstrom in die nördliche Hemisphäre transportiert und schiebt sich als leichteres Wasser über das NACW (Willenbrink 1982). Somit muß das Sauerstoffminimum im SACW nach Norden advektiert werden.

Die potentielle Vorticity bleibt bei großskaligen quasi-geostrophischen Bewegungen erhalten (siehe Kapitel 6.1). Die Verteilung der potentiellen Vorticity im Dichteniveau des Sauerstoffminimums wurde berechnet, um Informationen über Bewegungsvorgänge in diesem Bereich zu erhalten.

Berechnet wurde die potentielle Vorticity q_5 hier nach der Formel $q_5 = f \partial \sigma_5 / \partial z$. (σ_5 ist die potentielle Dichte, bezogen auf 500 m Tiefe). Da die Werte der potentiellen Vorticity im Sauerstoffminimum noch stark streuten, wurde eine Flächenanpassung mit einem doppelten Chebyshev-Polynom durchgeführt. Neben der normalen Potenzreihe

$$f(x) = b_0 + b_1 x + b_2 x^2 + \dots + b_k x^k$$

besteht die Möglichkeit, Daten durch ein Chebyshev-Polynom anzupassen.

$$f(x) = 1/2 a_0 T_0(x) + a_1 T_1(x) + a_2 T_2(x) + \dots + a_k T_k(x)$$

$T_1(x)$ ist das Chebyshev-Polynom, das im Bereich $-1 < x < 1$ als $T_1(x) = \cos(i \arccos x)$ definiert ist. Bei einer Flächenanpassung ist die normale Potenzreihe gegeben durch

$$f(x,y) = \sum_{i=0}^k \sum_{j=0}^l b_{ij} x^i y^j$$

und die Chebyshev-Reihe durch

$$f(x,y) = \sum_{i=0}^k \sum_{j=0}^l a_{ij} T_i(x) T_j(y)$$

Der Strich an der Summe bedeutet, daß der erste Term halbiert ist. Bei Rechenmaschinen ist das Chebyshev-Polynom der Potenzreihe vorzuziehen, da Rundungsfehler beim Chebyshev-Polynom geringeren Einfluß haben und die Reihe schneller konvergiert. Somit kann der Grad der Summation reduziert werden. Weitere Informationen sind in der NAG-Bibliothek (1978) und bei Ralston, Wilf (1982) zu finden.

Die mit einem doppelten Chebyshev-Polynom vom dritten Grad in x- und y-Richtung angepaßte Verteilung der potentiellen Vorticity q_5 auf der $\sigma_5 = 29.29$ Dichtefläche südlich von 23°N bzw. der $\sigma_5 = 29.64$ Dichtefläche nördlich von 26°N wird in Abbildung 8 gezeigt. Diese beiden Dichteflächen sind die mittleren Dichtewerte des Sauerstoffminimums des tropischen und des subtropischen Ozeanatlantiks. Die Neigung der Isotrophen (potentielle Vorticity = konstant) zeigt, daß die Geschwindigkeit nicht zu Null wird, da sonst die Isotrophen zonal verlaufen müßten. Da die Neigung der Isotrophen nicht stark ausgeprägt ist, kann daraus geschlossen werden, daß die Geschwindigkeiten im Bereich des Sauerstoffminimums nur schwach sind. Dies gilt besonders für den Bereich $26^\circ\text{--}32^\circ\text{N}$.

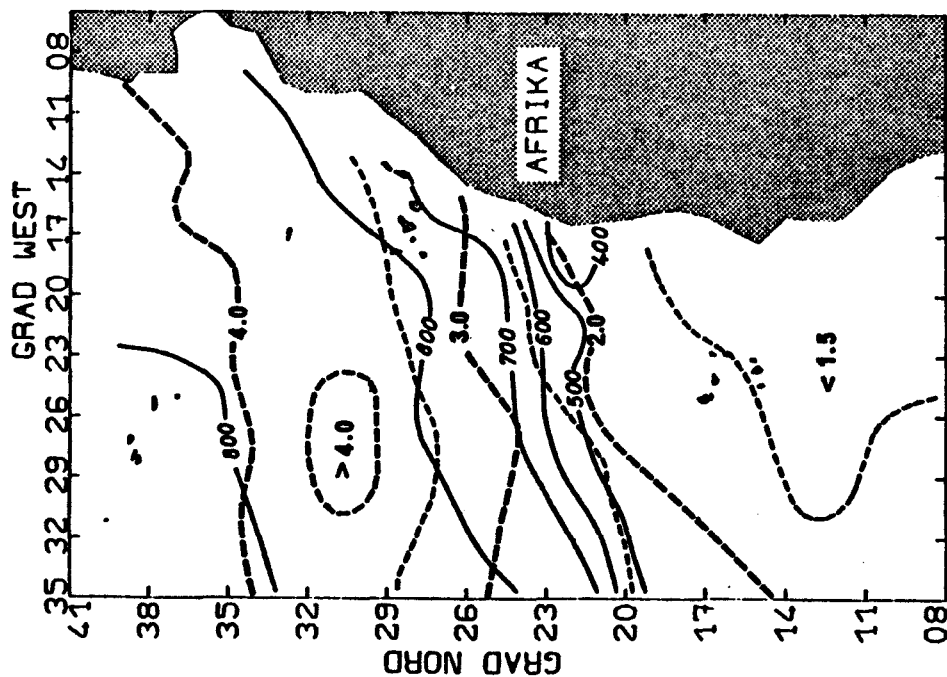


Abbildung 7
Die Lage des Sauerstoffminimums
im Ostatlantik. Durchgezogene
Linie: z/m , gestrichelte Linie:
 $\text{O}_2/\text{ml l}^{-1}$.

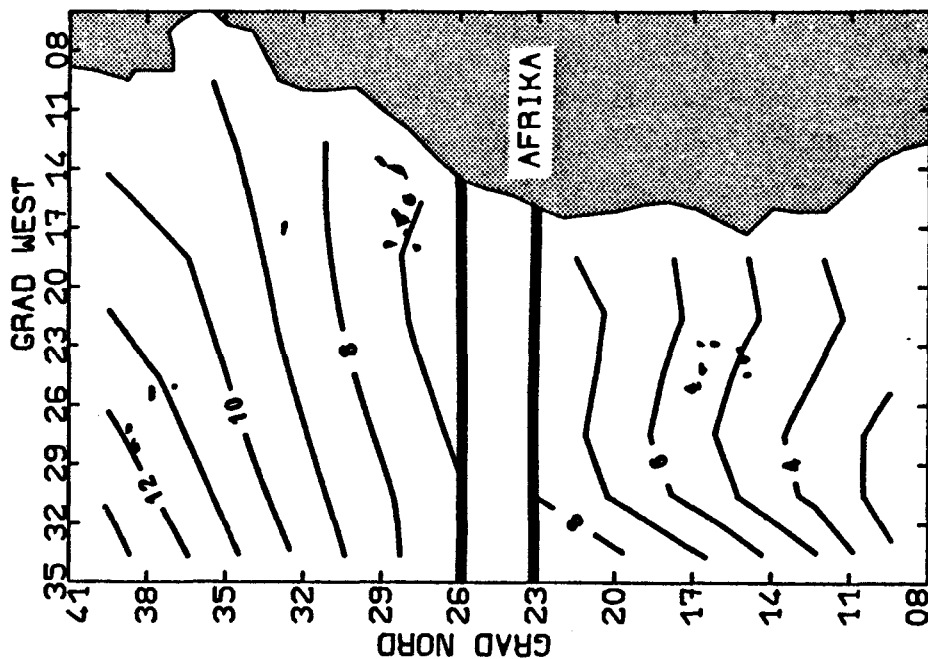


Abbildung 8
Gegliederte potentielle Vorticity
(q-5) auf den σ Dichteflächen
29.29 (südlich von 23°N) und
29.64 (nördlich von 26°N) in
 $10^{-11} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$.

4. Festlegung der Integrationstiefe

4.1 Nullschichtmethode und neuere Ansätze

Helland-Hansen und Sandström stellten 1903 eine Gleichung auf, die aus der vertikalen Dichteverteilung an zwei hydrographischen Stationen die relativen Stromkomponenten ($v_1 - v_2$) senkrecht zu der Verbindungslinie zwischen zwei Stationen (A, B) lieferte; unter folgenden Voraussetzungen:

- a) die Bewegung sei stationär,
- b) Reibung und Gezeitenkräfte werden vernachlässigt,
- c) die nichtlinearen Terme sind vernachlässigbar klein gegenüber der Corioliskraft ($Ro \ll 1$).

(Herleitung siehe z.B. Pond, Pickard 1978).

$$v_1 - v_2 = \frac{10}{2Lw \cdot \sin \phi} * (\Delta D_A - \Delta D_B) ; \Delta D = \int_{P_1}^{P_2} \delta dp$$

mit L = Entfernung zwischen A und B

ϕ = geographische Breite

w = Winkelgeschwindigkeit der Erdrotation

p = Druck

δ = Anomalie des spezifischen Volumens

Seither wurde eine Reihe von Versuchen unternommen, die relativen Strömungen in absolute Geschwindigkeiten zu überführen. Dazu ist es erforderlich, die absolute Geschwindigkeit in einer Tiefe zu kennen. Ein Teil der Untersuchungen hatte das Ziel, einen Tiefenhorizont im Ozean zu finden, in dem Stromlosigkeit herrscht. Dieser Tiefenhorizont wird im folgenden als Nullschicht oder Referenztiefe bezeichnet. Als mögliche Indikatoren für diese Tiefe wurden das Sauerstoffminimum, die Dicke von Isopyknen-Schichten, die Salzgehaltsverteilungen, die Erhaltungsgleichungen und die Analyse der Differenz der Anomalie des Geo-

potentials auf isobaren Flächen (Defant's Methode) herangezogen. Eine ausführliche Übersicht über diese Methoden findet man bei Fomin (1964).

Anstelle der Bestimmung einer Nullschicht kann versucht werden, die Geschwindigkeit in einer festen Tiefenstufe zu bestimmen. Keffer und Niller (1982) fanden in den Verankerungen des Polymode Experiments Tiefen mit stabilen Geschwindigkeiten und paßten die relativen geostrophischen Geschwindigkeitsprofile an diese Werte an. Die Bestimmung der Oberflächengeschwindigkeit aus Satellitendaten (Wunsch, Gaposchkin 1980) ist zur Zeit noch zu ungenau, kann aber durch Verbesserungen der Satellitenmessungen in Zukunft eine mögliche neue Methode darstellen.

Seit der Mitte der 70er Jahre gibt es erneut starke Aktivitäten auf dem Gebiet der Geschwindigkeitsbestimmung aus hydrographischen Daten. Nahezu gleichzeitig erschienen die Arbeiten der β -Spiralen-Methode (Stommel, Schott 1977; Schott, Stommel 1978) und der inversen Methode (Wunsch 1977, 1978). Mehrere Arbeiten folgten, die auf einer der beiden Methoden beruhten und entweder leichte Änderungen in den Formalismus einbauten oder aber andere Datensätze benutzten.

Als Ausgangsgleichung für die β -Spirale dienen die thermischen Windgleichungen (Kreuzdifferentiation von geostrophischen und hydrostatischen Grundgleichungen), die Dichteerhaltung und die potentielle Vorticity. Die potentielle Vorticity-Gleichung für mehrere Tiefenstufen ergibt ein überbestimmtes System von Gleichungen für die "barotrope" Geschwindigkeit U_0 , V_0 in einer vorgegebenen Referenztiefe. Die Lösung ergibt sich, wenn das Restquadrat der Gleichungen minimal wird. Das ursprüngliche Problem, die Abhängigkeit der Referenzgeschwindigkeit von der Tiefenspanne der gewählten Daten, wurde von Behringer und Stommel (1980) durch speziell für diese Rechnungen gewonnene Daten gelöst. Ausgehend von dem Formalismus der β -Spirale unter Ver-

wendung von Ekman-pumping stellte Killworth (1980) eine Methode vor, die nur einen hydrographischen Schnitt benötigt, um die absolute Geschwindigkeit zu bestimmen.

Bei der Wunsch'schen Methode werden die thermischen Windgleichungen, die Dichteerhaltung sowie die Inkompressibilität benutzt. Der Transport durch Isopyknenflächen wird als klein angesehen und der Ozean in mehrere Schichten aufgespalten. Daraus resultiert ein unterbestimmter Satz von linearen Gleichungen, der mit der inversen Methode gelöst wird. Als Bedingung wird vorgegeben, daß der "barotrope" Transport minimal werden soll. Die Ergebnisse der inversen Methode hängen sehr stark von einer anfangs vorgegebenen Integrationstiefe ab. In Gebieten mit starken Strömungen, zum Beispiel in der Karibik (Roemmich 1981), sind die Ergebnisse gut. Im Ostatlantik, wo die Strömungen schwach sind, fanden Wunsch und Grant (1982) unrealistische Transporte.

Trotz dieser neuen Aktivitäten ist es bisher noch nicht gelungen, das Problem einer Referenzgeschwindigkeit endgültig zu lösen. So gibt es auch an den beiden Methoden Kritik. Luyten und Stommel (1982) kommentieren die inverse Methode: "Die Ungewißheit in der Bestimmung des Ungleichgewichts des relativen Schichttransportes in den tiefen Schichten ist so groß, daß das starke Gewicht, das ihnen in den Wunsch-Grant (1982) Karten der absoluten Geschwindigkeit gegeben wird, Resultate liefert, die künstlich durch Bodentopographie dominiert werden und nicht realistisch sind". Über die β -Spiralen-Methode äußerten Keffer und Niiler (1982), daß sie schlecht konditioniert sei, wo die Erhaltungssätze gelten, und physikalisch unrealistisch sei, wo die Erhaltung nicht gilt.



4.2 Massenerhaltungsbetrachtungen

Die dynamische Methode ermöglicht die Bestimmung der Geschwindigkeitsverteilung über die Tiefe aus der Dichteverteilung. Benutzt man die Dichteverteilung entlang des Randes eines abgeschlossenen Ozeangebietes und verwendet die Gleichung der Massenerhaltung, so kann auf mögliche Nulltiefen geschlossen werden. Diese Methode wurde von Fiadeiro und Veronis (1982) erfolgreich im Südpazifik benutzt. Eine erneute Anwendung durch Fiadeiro und Veronis (1983) lieferte auch im Atlantik im Bereich des Golfstromgebietes gute Ergebnisse. Ihr Kriterium war, die Schicht als Nullschicht zu suchen, in der das Quadrat der Transportungleichheiten zwischen sorgfältig gewählten, unabhängigen Schichten minimal wird. Sie gehen dabei von der Annahme aus, daß eine Fläche existiert, auf der die u- und v-Komponenten der Geschwindigkeit null sind, und diese Fläche auf einem festen Druck- oder Dichtewert liegt, der für das gesamte betrachtete Gebiet Gültigkeit haben soll. In ihren Arbeiten beschreiben sie den Formalismus für den Volumenfluß. Da diese Methode für die spätere Wahl der Nullschicht große Bedeutung hat, wird hier der Formalismus für den Massenfluß gezeigt. Verwendet wird ein rechtwinkeliges Koordinatensystem mit x nach Osten, y nach Norden und z positiv nach oben. Dabei ist $g = \text{const.}$ die Schwerebeschleunigung, f der Coriolis term und v die Geschwindigkeit. Aus der hydrostatischen Grundgleichung und aus der Geostrophie

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -g\rho \qquad \rho f v = \frac{\partial p}{\partial x}$$

folgt die thermische Windgleichung

$$\frac{\partial}{\partial z} \rho v = - \frac{g}{f} \frac{\partial \rho}{\partial x}$$

Die Geschwindigkeit v_r relativ zu der Tiefe z_r , in der angenommen wird, daß v verschwindet $v(z_r) = 0$, ist somit

$$v_r = - \frac{g}{\rho f} \int_{z_r}^z \frac{\partial \rho}{\partial x} dz.$$

Das Geschwindigkeitsfeld kann dann benutzt werden, den Massenfluß in jeder Schicht zwischen zwei Stationen zu bestimmen. Der gesamte Massenfluß für die $j = 1, \dots, F$ Schichten wird gegeben durch

$$T_{rj} = \int_0^L \int_{z_{j+1}}^{z_j} v_r \rho dz dx$$

wobei z_j die Tiefe der Obergrenze der j -ten Schicht ist, und L ist der Umfang des abgeschlossenen Gebietes. Für die Daten an diskreten Positionen $i = 1, \dots, n$ entlang des Randes des Gebietes wird das horizontale Integral durch eine Summe approximiert.

$$T_{rj} = \sum_{i=1}^n \int_{z_{j+1}}^{z_j} \rho_i v_{rj} dz \Delta_i x$$

Dabei ist $\Delta_i x = x_{i+1} - x_i$ ($\Delta_n x = x_1 - x_n$) und v_{ri} wird für die Mitte der Strecke $\Delta_i x$ zwischen 2 Stationen berechnet. In den Rechnungen wurden das vertikale Integral v_{ri} und die Dichte ρ_i auf 5-m Intervallen über die gesamte Tiefe bestimmt, und die vertikale Integration wird ebenfalls durch eine Summation ersetzt.

Im Idealfall würde die Nullschicht gefunden, indem z_r solange variiert wird, bis T_{rj} verschwindet.

Aufgrund der Meßungenauigkeit der Daten wird T_{rj} nicht genau in der Nullschicht verschwinden. Fiadeiro und Veronis (1982) forderten deshalb, daß das Quadrat der Transportungleichgewichte

$$T_r^2 = \sum_{j=1}^F T_{rj}^2 = \min$$

in der Nullschicht minimal werden soll.

Diese Methode wird hier auf den Ostatlantik angewendet. Da die Möglichkeit zu erwägen war, daß sich die Tiefe der Nullschicht mit der Position ändert, wurden nur kleine Gebiete mit einem Durchmesser von weniger als 1000 km und somit wenigen Stationen $i = 1, \dots, n$ benutzt. Rechnungen wurden sowohl für den Volumen- als auch für den Massentransport durchgeführt, wobei die resultierenden Unterschiede kleiner als 10 % waren. Bei den Rechnungen, wie sie für die Gebiete A und B (Kapitel 4.3) durchgeführt wurden, ergaben sich Abweichungen bei dem Quadrat der Transportungleichgewichte von maximal $0.9 \times 10^{18} \text{ kg}^2 \text{ s}^{-2}$ bei dem T_r^2 -Wert von $10 \times 10^{18} \text{ kg}^2 \text{ s}^{-2}$, und Abweichungen kleiner als $0.3 \times 10^{18} \text{ kg}^2 \text{ s}^{-2}$ bei T_r^2 -Werten, die kleiner als $4 \times 10^{18} \text{ kg}^2 \text{ s}^{-2}$ sind. Bei den T_r -Kurven betrug die maximale Abweichung $0.23 \times 10^9 \text{ kgs}^{-1}$. Bei Tiefen von mehr als 1000 m ist die Abweichung kleiner als $0.15 \times 10^9 \text{ kgs}^{-1}$. Im folgenden werden nur Resultate der Massentransportberechnungen gezeigt.

Für den Salzfluß wurde ein Test gemacht, aber die Transportungleichgewichte wurden weitgehend durch den Massenfluß bestimmt. Aufgrund dieses Ergebnisses und der unbekannten Größe der Salzdifffusion über die Grenzflächen wurde dieser Ansatz nicht weiter verfolgt.

4.3 Bestimmung der Referenztiefe

Die Existenz einer permanenten Fläche im Ozean ohne horizontale Geschwindigkeiten erscheint unrealistisch (Olbers, Willebrand 1984). Es ist aber möglich, eine Schicht mit relativ geringen Geschwindigkeiten zu finden. Die Benutzung der Tiefe einer solchen Schicht als Nullfläche bei der Integration liefert vernünftige Transportwerte in der Warmwassersphäre, weil die typischen Geschwindigkeiten in der Warmwassersphäre im Vergleich zu denen in der Referenzschicht groß sind.

Konstante Differenzen zwischen der Anomalie des Geopotentials D bei zwei Stationen A und B in einer Schicht p_n bis p_{n+1} bedeuten, daß die Geschwindigkeit in dieser Schicht konstant bleibt. Defant nahm an, daß diese Schicht bewegungsfrei sei, da die gegenseitige Beeinflussung von Dichte und Geschwindigkeit ohne eine vertikale Scherung der Geschwindigkeitsverteilung im geschichteten Ozean undenkbar ist. Die Kurve der Differenz der Anomalie der Stationen A und B muß in dieser Tiefe vertikal verlaufen, bzw.

$$\left[\int_{p_n}^{p_{n+1}} \alpha \, dp \right]_A = \left[\int_{p_n}^{p_{n+1}} \alpha \, dp \right]_B$$

wobei α das spezifische Volumen darstellt. Hierbei ist allerdings zu berücksichtigen, daß die Berechnung der Strömungsgeschwindigkeit aufgrund der Aufsummierung von Fehlern bei der dynamischen Methode Unsicherheiten erzeugt und in Gebieten mit geringen Strömungsgeschwindigkeiten die Defant'sche Methode ungenau wird, weil die Differenz der Anomalien in der Größenordnung der Fehlerwerte liegt.

Die Anomalien des Geopotentials wurden für die 78 $3 \times 3^\circ$ -Felder berechnet, die Differenz der Anomalie zweier benachbarter Gebiete wurde geplottet und die Neigung der Profile der Differenz berechnet, um alle möglichen Referenztiefen mit Defant's

Methode zu bestimmen. Abbildung 9 zeigt die Anomalie des Geopotentials relativ zu 1350 m auf einem N-S Schnitt auf 21.5°W zwischen 9.5°N und 18.5°N . Eine positive Anomalie entspricht hier einer Westströmung, ein negativer Wert einer Ostströmung. Gut zu erkennen sind die großen Gradienten der Anomalie in den oberen 900 m und die schwächeren Gradienten darunter. Auf einem West-Ost-Schnitt auf 9.5°N zwischen 27.5°W und 18.5°W (Abb. 10) reicht der starke Gradient hinab bis auf 1500 m Tiefe. Es fällt auf, daß sich eine größere Anzahl von Tiefen ergeben, in denen die Kurven einen vertikalen Verlauf aufweisen. Dies liegt zum einen an der Ungenauigkeit der dynamischen Methode in diesem Gebiet mit relativ kleinen mittleren Geschwindigkeiten, zum anderen auch daran, daß es sich nicht um Einzelprofile, sondern um ein mittleres Profil aus mehreren Einzelprofilen handelt. Das mittlere Profil kann keine eindeutige Tiefe liefern, falls die Nulltiefe schwankt und nicht stationär ist.

Der Fehler der Anomalie des Geopotentials nimmt linear mit der Tiefe zu (Fomin 1964); die Geschwindigkeiten in der Tiefsee sind jedoch recht klein, so daß der Fehlereinfluß in einigen, hier nicht gezeigten Profilen der Anomalie in größerer Tiefe dominiert. Die Resultate aus den mittleren Kurven zeigen starke Strukturen in den obersten 100 m bis hin zur Richtungsumkehr (Abb. 9). Daher ist es unmöglich, eine Abschätzung des Transports derart zu machen, daß man die Geschwindigkeiten an der Oberfläche linear oder exponentiell bis zu einer bestimmten Tiefe auf Null abnehmen läßt und daraus den Transport berechnet.

Um die verschiedenen Möglichkeiten einer Nullschichttiefe aus den Ergebnissen der Defant'schen Methode zu verringern, wurden die in Kapitel 3 beschriebenen Informationen der Salzgehalts- und Sauerstoffmaxima und Minima berücksichtigt. Da ein Minimum bzw. ein Maximum im Salzgehalt nur durch vertikale Advektion aufrecht erhalten werden kann, wurde gefordert, daß die Nullfläche diese Extrema nicht schneiden sollte. Das Sauerstoffminimum im Ozeanatlantik wäre ein möglicher Indikator auf ein Gebiet mit

geringen Geschwindigkeiten (Kapitel 3.2.2). Zusätzlich wurde gefordert, daß die Anomalie des Geopotentials über mindestens 50 m konstant sein soll und diese Schicht konstanter Anomalie auch in den Nachbargebieten vorhanden ist. Die möglichen Tiefen einer Nullschicht wurden so auf zwei Tiefenhorizonte reduziert. Im Norden des Untersuchungsgebietes, im Kanaren-Azoren-Bereich, bleiben die Tiefen um 800 m und zwischen 1100 und 1300 m zur Auswahl, während sich im Süden, im Bereich der Kapverdischen Inseln, die Tiefen zwischen 1300 und 1500 m, sowie teilweise zwischen 500 und 700 m, als mögliche Nulltiefen anbieten.

Als weiterer Anhaltspunkt zur Festlegung der Referenztiefe steht die Methode der Massenerhaltung zur Verfügung. Bei dieser Methode wird das gewählte geschlossene Gebiet in konservative Schichten unterteilt. Zur Unterteilung können die in der Salzgehalts- und Sauerstoffverteilung sowie die in der Verteilung von potentieller Dichte und potentieller Vorticity enthaltenen Hinweise auf konservative Schichten herangezogen werden. Die potentielle Dichte wird relativ zu 3000 m Tiefe berechnet σ_3 (3000 m, θ_3 , S), wobei θ_3 = pot. Temp. (T, S, 3000 m) ist, und die potentielle Vorticity q, hier als $q = f' (\partial \sigma_3 / \partial z)$, bestimmt wird. σ_3 wird gewählt, da bei der Untersuchung von Wassermassen auf Dichteflächen die potentielle Dichte bezogen auf eine Tiefe nur für einen begrenzten Tiefenbereich gilt (Reid 1981). Mit der Tiefe von 3000 m wird die Dichteschichtung im Tiefenwasser gut wiedergegeben, ohne daß die oberflächennahen Schichten stark beeinflusst werden, da in der Warmwassersphäre starke Dichteänderungen existieren, die unempfindlich gegen die Wahl der Bezugstiefe der potentiellen Dichte sind (Fiadeiro, Veronis 1983). Fiadeiro und Veronis (1982) haben gezeigt, daß die σ_3 Schichten, die sich aus der Wassermassenbetrachtung bestimmen, durch ein Minimum in der potentiellen Vorticity charakterisiert sind. Für geschlossene Gebiete im Ostatlantik wird die Wassersäule in 4 Schichten unterteilt, die durch Dichteflächen σ_3 voneinander

getrennt werden. Der vertikale Durchmesser der Schichten soll nicht zu unterschiedlich sein, damit keine Schicht dominiert. Die oberste Schicht soll annähernd die gesamte Warmwassersphäre enthalten, um nichtkonservative Transportprozesse auszuschließen. Die tieferen Schichten werden durch die Dichteflächen begrenzt, auf denen die Sauerstoffmaxima des Mittleren und Unteren Atlantischen Tiefenwassers liegen. Diese Maxima sind verbunden mit Minima der potentiellen Vorticity. Als Untergrenze der obersten Schicht wird im nördlichen Ostatlantik das Sauerstoffminimum in etwa 800 m Tiefe gewählt. Da dieses Minimum im tropischen Atlantik in zu geringen Tiefen liegt, wird hier das Salzgehaltsminimum des Südatlantischen Zwischenwassers als Untergrenze der obersten Schicht benutzt. Diese Maxima und Minima bleiben erhalten, wenn keine starken Vertikalgeschwindigkeiten in diesen Tiefen vorhanden sind. Daraus folgt, daß hier kein starker Austausch zwischen den Schichten stattfindet. Ein Test wurde durchgeführt, bei dem die Schichtgrenzen auf Dichteflächen zwischen denen der Extrema gelegt wurden. Die resultierenden Transportungleichgewichte T_r^2 sind um bis zu 50 % größer bei kleinen Werten von z_r und liefern annähernd dieselben T_r^2 -Werte für große z_r -Tiefen.

Für jedes gewählte Gebiet wurde die Untersuchung der Dichteflächen der Extrema separat durchgeführt und daraus die Grenzen der Schichten festgelegt. Die Obergrenze der obersten Schicht ist die Meeresoberfläche. Fiadeiro und Veronis (1983) haben gezeigt, daß die Ergebnisse stark durch die Extrapolation der Geschwindigkeiten vom letzten vorhandenen Meßwert bis zum Boden beeinflusst werden. Deshalb wird als Untergrenze hier ein fester Tiefenwert 200 bis 400 m oberhalb der geringsten Wassertiefe gewählt. Bei den großen Abständen zwischen den Profilen können die Transporte in der Nähe des Meeresbodens nicht erfaßt werden. Ein fester Tiefenwert erscheint nahe dem Boden sinnvoller als eine potentielle Dichtefläche, da der Gradient der potentiellen Dichte in der Tiefe nahezu vernachlässigbar ist und σ_3 über große Tiefenbereiche annähernd denselben Wert aufweist.

Eine Anzahl von geschlossenen Gebieten wurde aus den mittleren $3 \times 3^\circ$ -Feldern ausgewählt, und die Transportungleichgewichte wurden berechnet. Für jedes Gebiet wurde die potentielle Dichte der Minima und Maxima berechnet, um die konservativen Schichten zu bestimmen. Zwei dieser Gebiete werden im folgenden näher beschrieben. Der Einfluß der Datengenauigkeit auf die Ergebnisse wird mit demselben Test abgeschätzt, der von Fiadeiro und Veronis (1982) benutzt wurde. Für Temperatur, Salzgehalt und Tiefe werden 0.02°C , 0.005×10^{-3} und 0.5 % der aktuellen Tiefe mit einer durch einen Zufallsgenerator erzeugten Zahl zwischen -1 und +1 multipliziert, und dieser Wert wird zu den Profilen addiert. Die damit gewonnenen Ergebnisse sollen die Vertrauensgrenzen der Ergebnisse aufzeigen.

Der Einfluß auf das Transportungleichgewicht T_r ist kleiner als 10 %. Die Quadrate der Transportungleichgewichte T_r^2 zeigen typische Differenzen um 20 %, die bei großen T_r^2 -Werten höhere Differenzen erreichen können. Die resultierende Summe der Transportungleichheiten T_r und die Summe der Quadrate der Transportungleichheiten T_r^2 bezüglich der Referenztiefe z_r wird in Abbildung 11 für ein tropisches Gebiet (Gebiet A in Abb. 3) und in Abbildung 12 für ein subtropisches Gebiet (Gebiet B in Abb. 3) gezeigt. Die T_r^2 -Kurven von zwei Rechenläufen mit aufaddiertem Rauschen sind in den Abbildungen als durchgezogene Linien eingezeichnet.

Das tropische Gebiet (Abb. 11) enthält 6 mittlere Profile. Die vier Dichteschichten hatten folgende Grenzen: Oberfläche, $\sigma_3 = 40.73$ (~820 m), $\sigma_3 = 41.37$ (~2100 m), $\sigma_3 = 41.48$ (~3100 m) und 4000 m. Das subtropische Gebiet (Abb. 12), das aus 3 mittleren Profilen besteht, weist folgende Grenzen auf: Oberfläche, $\sigma_3 = 40.5$ (~850 m), $\sigma_3 = 41.26$ (~1715 m), $\sigma_3 = 41.48$ (~2800 m) und 4500 m.

Im Gegensatz zu den Ergebnissen von Fiadeiro und Veronis (1982) im Südpazifik gibt es hier kein deutliches Minimum in der T_r^2 -Kurve, sondern einen weiten Bereich, in dem T_r^2 klein ist. Die T_r -Kurve zeigt keinen deutlichen Nulldurchgang, sondern einen großen Tiefenbereich, in dem die T_r -Kurve nahe Null liegt. Dies ist damit zu erklären, daß die hier betrachteten Gebiete erheblich kleiner sind als das Gebiet im Südpazifik, und sich in dem kleineren Gebiet die Geschwindigkeitsprofile nicht sehr stark ändern, vor allem im tiefen Ozean. Änderungen in den Geschwindigkeitsprofilen sind jedoch nötig, um Ungleichgewichte durch die Lage der Referenztiefe zu erhalten.

Abbildung 11 zeigt ein Minimum von T_r^2 bei einer Referenztiefe von 1200 m und einen Nulldurchgang der Summe der Transportungleichheiten T_r nahe 1200 m. Nahe 2000 m zeigen beide Kurven eine weitere mögliche Referenztiefe durch ein Minimum an. Das wichtigste Ergebnis in diesem Bild ist die große Transportungleichheit in dem Tiefenbereich 500 bis 700 m, in dem mit Defants Methode eine mögliche Nulltiefe lag. Diese großen Transportungleichheiten in dem Tiefenbereich 500 - 700 m finden sich auch in den Rechnungen für verschiedene andere geschlossene Gebiete in den Tropen.

Im dem subtropischen Gebiet (Abb. 12) wird T_r^2 minimal bei einer Referenztiefe von 1150 m. Ähnlich kleine Werte erscheinen unterhalb von 2400 m. Die Summe T_r zeigt zwischen 1100 und 2000 m Werte nahe Null mit einem Nulldurchgang bei 1540 m. Berücksichtigt man das Rauschen in den Daten, so ist die Wahl der Referenztiefe bei 1200 m gut vertretbar und auf jeden Fall besser als eine Referenztiefe bei 800 m. Größere Transportungleichgewichte für die Tiefe um 800 m wurden häufig, aber nicht immer, bei Rechnungen der Massenerhaltung in subtropischen Gebieten gefunden. Diese Tiefe nahe 800 m in dem Kanaren-Azoren Gebiet war eine der beiden Nullschichttiefen nach Defants Methode. Die Wahl einer solchen Referenztiefe hätte den Vorteil, daß die Referenztiefe die Fläche des Salzgehaltsmaximums nicht schneiden würde, wie

es zwangsläufig geschieht, wenn die Referenztiefe im Norden des Ostatlantiks bei 1200 m liegt und in den Tropen auf 1500 m absinkt (Abb. 13). Eine Referenztiefe von 800 m würde in der Nähe des Sauerstoffminimums liegen, welches ein möglicher Indikator für relativ geringe Geschwindigkeiten ist. Ein Nachteil bei dieser Tiefe ist der relativ geringe Abstand zwischen den advektiven Schichten des Salzgehaltsminimums und des Salzgehaltsmaximums. Aus der Verteilung der potentiellen Vorticity im Sauerstoffminimum (Abb. 8) folgt weiterhin, daß in dieser Schicht advektive Ausbreitungsvorgänge vorhanden sind. Neben den Massenerhaltungsbetrachtungen, die häufig in dieser Tiefe größere Transportungleichgewichte aufweisen, enthält öfters die Ostkomponente der Anomalie, und damit die Geschwindigkeitsscherung, einen starken Gradienten in 800 m Tiefe, so daß hier die Tiefe um 1200 m die bessere Referenztiefe darstellt.

In den Tropen zeigt die Abnahme im Salzgehalt nach Süden in Tiefen um 700 m, daß hier eine nordwärtige Bewegungskomponente des südatlantischen Zwischenwassers (SAIW) existiert, was ebenso wie die Massenerhaltungsberechnungen gegen eine Referenz in dieser Tiefe spricht. In den Rechnungen mit Defants Methode bot sich zwar häufig die Tiefe 500 - 700 m an, der vertikale Verlauf der Anomalie des Geopotentials war jedoch nicht unbedingt in der Nord- und Ostkomponente enthalten, wie es z.B. in den Abbildungen 9 und 10 zu sehen ist. Somit wurde in den Tropen der Tiefenbereich zwischen 1300 und 1500 m als Referenztiefe gewählt, der zwischen dem Oberen Tiefenwasser (UDW), das salzreiches Wasser nach Süden transportiert, und dem SAIW und dem südatlantischen Zentralwasser (SACW), die salzarmes Wasser nach Norden transportieren, liegt (Abb. 13).

Die Tiefenlage der für den Ostatlantik gewählten Referenztiefe wird in Abbildung 14 gezeigt. Der Tiefenwert stammt aus der Defant'schen Methode, wobei die Entscheidung zwischen den beiden möglichen Tiefenstufen, die anfangs zur Auswahl standen, durch die Massenerhaltungsbetrachtungen nach Fiadeiro und Veronis (1982, 1983) und durch die Verteilung der Wassermassen getroffen wurde.

Auf dem Zonalschnitt durch den gesamten Nordatlantik bei 24°N enthielt Roemmich (1983) aus Rechnungen mit der inversen Methode die Umkehrung der Transportrichtung in 1200 m Tiefe. Dies ist nicht der Effekt der Summation über entgegengerichtete Transporte, sondern die Geschwindigkeitskomponente hat bei der Berechnung entlang des gesamten Schnittes um 1200 m Tiefe den Nulldurchgang (Roemmich, persönliche Information). Dieses Ergebnis steht in guter Übereinstimmung zu der hier bestimmten Tiefe bei 24°N . Der meridionale Verlauf der Referenzfläche im Ostatlantik mit einer Referenztiefe in 1200 m Tiefe in der Azorenregion und 1500 m in den Tropen ist gegenläufig zu den von Defant (1941) gewählten Tiefen, die von 550 m westlich der Kapverdischen Inseln auf 1400 m bei den Azoren absinken. In den Abbildungen 9 und 10 sind die gewählten Tiefen von Defant mit D markiert und die hier bestimmten Tiefen mit S. Während auf dem Meridionalschnitt beide Ergebnisse in einem Gebiet mit einem schwachen Gradienten liegen, liegt die Defant'sche Tiefe auf dem Zonalschnitt (Abb. 10) in einer Tiefe mit starken Gradienten, die bei einer Wahl als Integrationsreferenz zu starken Transporten in der Tiefsee führen würde. Defants Nullschichtfläche würde ebenso wie die hier gewonnene Nullfläche das Salzgehaltsmaximum schneiden, aber zusätzlich auch noch die Fläche des Salzgehaltsminimums. Eine mögliche Erklärung dafür, daß die Nullschichtfläche das Salzgehaltsmaximum schneidet, liegt in der Existenz der Meddies. Untersuchungen müssen zeigen, ob ein großer Anteil des Transports des salzreichen Mittelmeerwassers durch Einzelereignisse in Form von Meddies bewerkstelligt werden kann, so daß die mittleren Geschwindigkeiten im Salzgehaltsmaximum klein werden. Die dafür notwendigen Daten und Abschätzungen stehen jedoch noch aus.

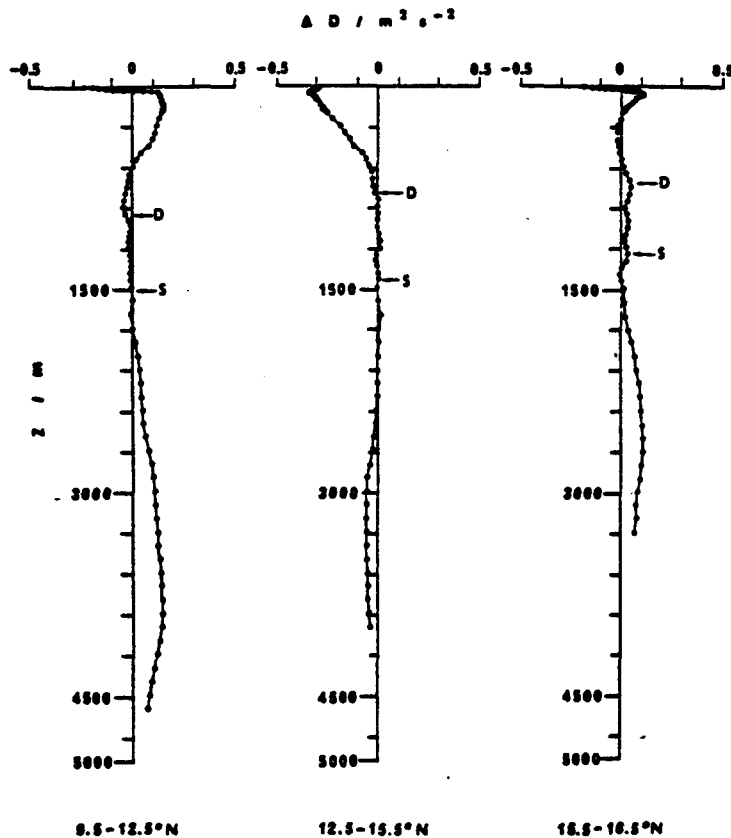


Abbildung 9

Differenz der Anomalien des Geopotentials aus den mittleren Profilen bei 21.5°W zwischen 9.5°N und 18.5°N . Positive Werte: Westkomponente. Relativ zu 1350 m.
D = Referenztiefe Defant,
S = Referenztiefe Stramma.

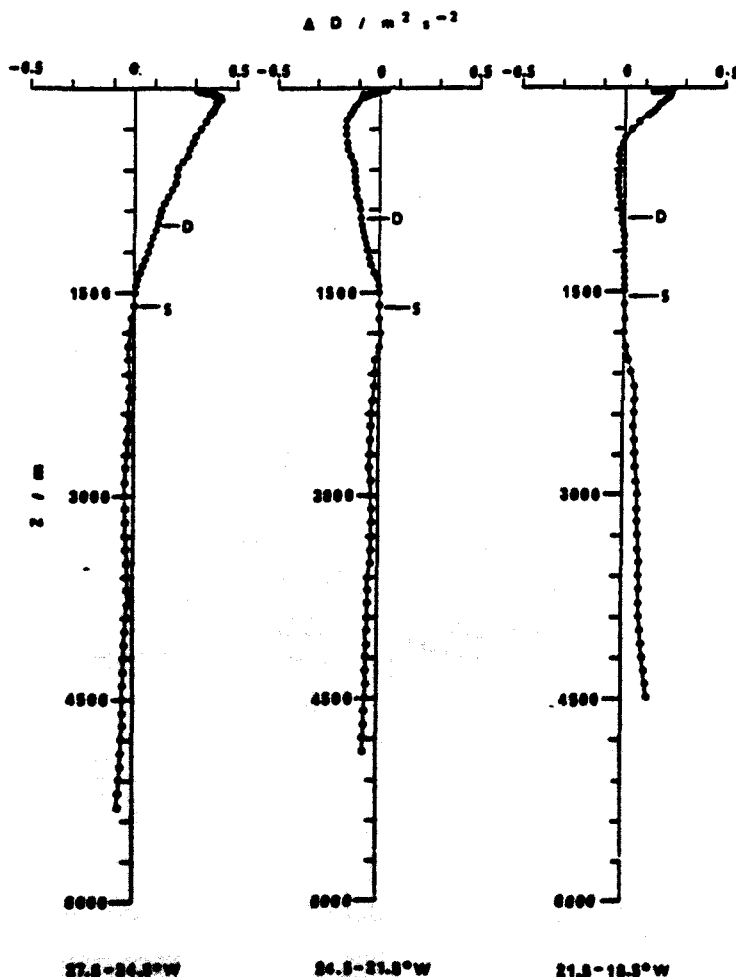


Abbildung 10

Differenz der Anomalien des Geopotentials aus mittleren Profilen bei 9.5°N . Positive Werte: Nordkomponente, negative Werte: Südkomponente. Relativ zu 1500 m.
D = Referenztiefe Defant,
S = Referenztiefe Stramma.

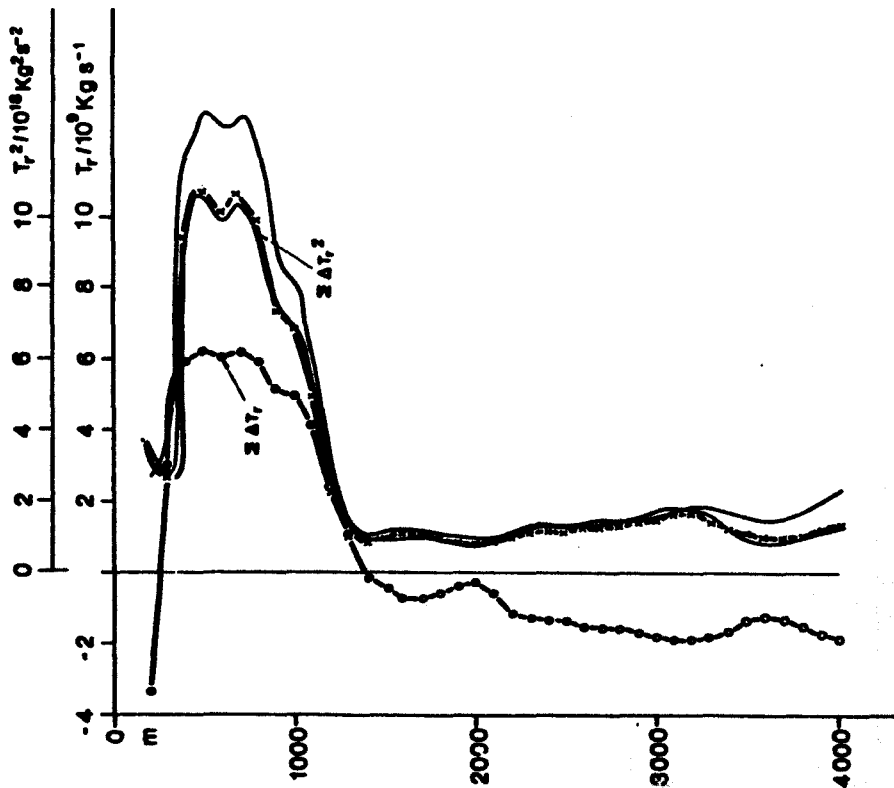


Abbildung 11
Summe der Transportungleich-
heiten T_r (Kreise) und der Quadrate
 T_r^2 (Kreuze) gegen die Referenztie-
fe in dem tropischen Gebiet "A" in
Abb. 3. Durchgezogene Linien:
Zwei T_r^2 -Kurven aus Daten mit auf-
addiertem Rauschen.

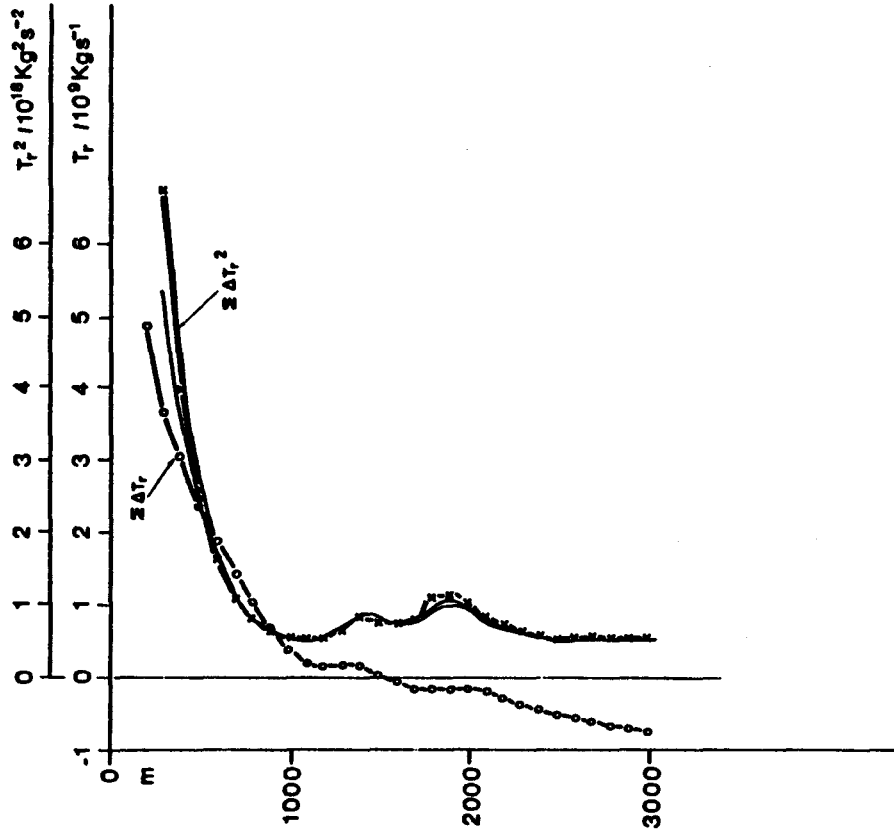


Abbildung 12
Summe der Transportungleich-
heiten T_r (Kreise) und der Quadrate
 T_r^2 (Kreuze) gegen die Referenztie-
fe in dem subtropischen Gebiet "B"
in Abb. 3. Durchgezogene Linien:
Zwei T_r^2 -Kurven aus Daten mit auf-
addiertem Rauschen.

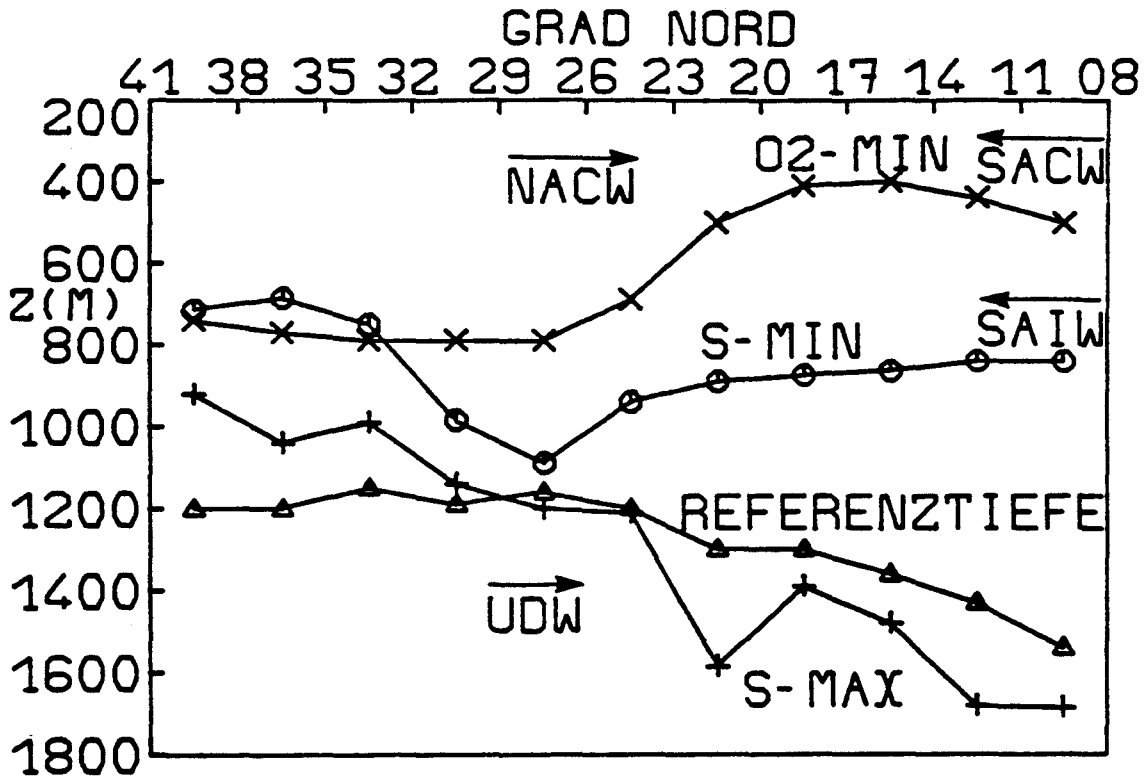


Abbildung 13

Tiefenlage des Sauerstoffminimums (Kreuze), Salzgehaltsminimums (Kreise), Salzgehaltsmaximums (+), Referenztiefe (Dreiecke) und die vorherrschenden Wassermassen aus mittleren Profilen auf 24.5°W zwischen 9.5°N und 39.5°N.

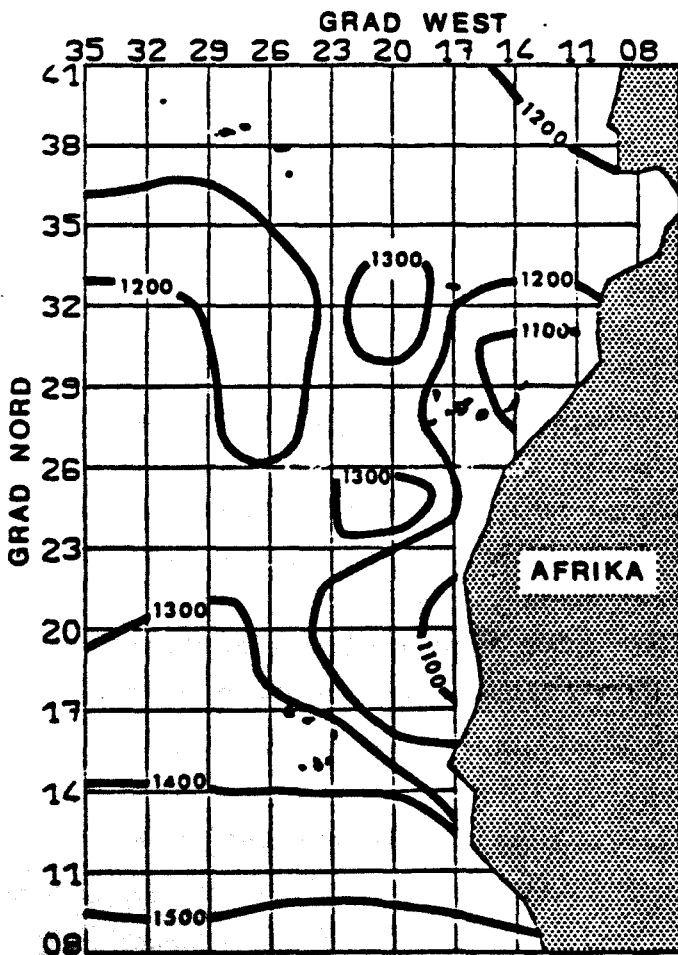


Abbildung 14

Die Tiefenlage der Referenztiefe in m. Das Gitter zeigt die Unterteilung in die 78 3x3°-Felder.

4.4 Vergleich mit direkten Strommessungen

Da es genügt, die absolute Geschwindigkeit in einer Tiefe zu kennen, um die relative Geschwindigkeit aus der dynamischen Methode in ein absolutes Strömungsprofil zu überführen, muß geprüft werden, ob die Daten aus Strömungsmesserverankerungen zu einer solchen Anpassung benutzt werden können. Keffer und Niller (1982) fanden im Polymodegebiet stabile mittlere Ströme in 1500 m und benutzten Dichtedaten zur Berechnung der absoluten Geschwindigkeitsprofile. Es zeigte sich, daß bei geringen Tiefen die Rechnungen aus den Dichteprofilen und aus den mittleren Strömungen der Verankerungen nicht so gut übereinstimmten wie im tiefen Bereich des Polymodegebietes. Im Ostatlantik werden einige Verankerungen im Gebiet zwischen den Azoren und den Kanarischen Inseln betrieben. Die Ergebnisse dieser NEADS-Verankerungen (North-East Atlantic Dynamic Studies) wurden in Datenberichten von Müller (1981) und Müller und Zenk (1983) beschrieben. Eine der am längsten benutzten Position ist die NEADS-1-Verankerung auf 33°N 22°W . Die progressiven Vektordiagramme und die mittleren Geschwindigkeiten im niederfrequenten Teil der Strommesser dieser Verankerung zeigen, daß eine stabile mittlere Geschwindigkeit in keiner Tiefe zu finden ist. In Abbildung 15 ist ein Geschwindigkeitshodograph gezeichnet, bezogen auf die hier gewonnene Referenztiefe (Abb. 14) aus den mittleren Profilen für die Position 33.5°N 21.5°W , die in der Nähe der NEADS-1-Position liegt. Die Mittelwerte für verschiedene NEADS-1-Verankerungstiefen sind in dem Bild markiert und die Standardabweichung jeder Komponente ist eingezeichnet, wenn mindestens ein Rand innerhalb des Bildes liegt. D.h., wenn keine Standardabweichung eingezeichnet ist, liegen beide Enden außerhalb des Bildes. Bei Daten aus dem Jahr 1977 wurde die Anzahl der Meßtage angegeben, ansonsten das Meßjahr. Es ist ersichtlich, daß die Daten aus dem Zeitraum 1980 - 1981 in den oberen 1600 m eine Nordkomponente enthalten (die Tiefe bei 379 m hat eine Südwestrichtung, liegt aber nicht innerhalb des Bildes), während in den anderen Jahren eine Südkomponente vorhanden ist.

5. Transportberechnungen

5.1 Transporte aus den IGJ-Schnitten

In einer Untersuchung der Transporte im östlichen Becken des Nordatlantiks benutzte Saunders (1982) die mittlere Neigung der Isopyknen des IGJ-Datensatzes zwischen 53°N und 32°N . Als Resultat bestimmte Saunders den Gesamttransport über den jeweiligen Zonalschnitt, jedoch ohne eine Information, in welchem geographischen Bereich die Transporte stattfinden.

Da die IGJ-Daten im historischen Datensatz enthalten sind, ist es möglich, hier die Transporte mit der neu bestimmten Referenztiefe zu berechnen, um - neben einem Vergleich mit Saunders Resultaten - Informationen über die räumliche Verteilung der Transporte im Ostatlantik zu erlangen. Abbildung 16 zeigt die ungeglätteten Ergebnisse des Transports in den obersten 1000 m des Ostatlantiks. Die Punkte geben die Position der Stationen der Ost-West orientierten Schnitte an, zwischen denen die Transporte berechnet wurden. Die Endpunkte der Schnitte wurden mit den Endpunkten der benachbarten Schnitte zu Transportberechnungen benutzt, um den Ein- bzw. Ausstrom durch den westlichen und östlichen Rand zu bestimmen. Obwohl die Schnitte weit voneinander entfernt liegen und nicht zur gleichen Zeit gemessen worden sind, wurde zusätzlich eine Reihe von Profilen aus dem Inneren der Schnitte mit Profilen aus dem nördlichen und südlichen Schnitt dazu benutzt, die Ost-Westtransporte im Inneren des Gebietes zu bestimmen, um so die Transportlinien zu kontrollieren. Jede Linie repräsentiert $10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Die Fragezeichen markieren Transportlinien, die nicht über den nächsten Schnitt hinaus fortgesetzt werden konnten. Die Ergebnisse von Saunders (1982), der bei 41.5°N in den obersten 850 m einen Transport von $2.5 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ nach Süden und bei 32°N von $10 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ nach Süden erhielt, stimmen gut mit den hier berechneten Ergebnissen überein. Bei 40°N werden in den obersten 1000 m etwa $2 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ zwischen 12° und 30°W nach Süden trans-

portiert, und bei 32°N $10.1 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ nach Süden zwischen 13.3°W und 34.2°W . Aufgrund der Berechnungen der Ostkomponente aus Stationen von benachbarten Schnitten ergibt sich zwischen 32°N und 36°N eine starke Ostströmung. Diese zwingt das zwischen den Azoren und Portugal nach Süden strömende Wasser, nach Osten auf den Mittelmeereingang bei Gibraltar zu strömen. Diese Ostkomponente ist bei Saunders (1982) nicht vorhanden. Der hier berechnete Transport von $3-4 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ Richtung Gibraltar erscheint jedoch zu groß. Da der Schnitt bei 36°N aus dem Mai 1959 und der Schnitt bei 32°N aus dem Dezember 1957 stammen, besteht sowohl die Möglichkeit eines jahreszeitlichen Einflusses in den Ergebnissen, als auch die Möglichkeit, daß in den verschiedenen Jahren unterschiedlich starke Strömungen auftraten. Saunders (1982) fand, daß die Ergebnisse des Schnittes bei 36°N nicht in Übereinstimmung mit den anderen Schnitten waren, und benutzte diesen Schnitt nicht bei seinen Rechnungen, so daß die Möglichkeit besteht, daß der Schnitt auf 36°N schlechte Datenqualität besitzt.

Als Ergebnis der Transportberechnungen zeigt sich ein starker, engräumiger Transport nach Osten zwischen 32 und 35°N . In drei breiten Gebieten dreht der Strom nach Süden. Im offenen Atlantik liegen diese Strombänder zwischen 30° und 34°W und zwischen 20° und 26°W . Ein Blick auf die Topographie in diesem Gebiet zwischen den beiden Strombändern zeigt, daß hier mehrere Kuppen und die Große Meteorbank liegen. Die Hyers-Kuppe ragt bis 20 m unter die Meeresoberfläche empor (Dietrich, Ulrich 1968). Diese Kuppenregion trennt die beiden Strombänder des offenen Ostatlantiks. $3-4 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ strömen nördlich von Madeira nach Osten und bilden als Kanarenstrom vor der afrikanischen Küste das dritte Stromband. Bei etwa 25°N drehen diese Strombänder nach Westen und strömen nördlich von 20°N aus dem Ostatlantik heraus. Der Transport des subtropischen Wirbels findet im Ostatlantik zwischen 35°N und 20°N statt. Dieser Anteil der Rezirkulation wird in den folgenden Abschnitten eingehend untersucht.

Der unruhige Verlauf der Stromlinien vor allem außerhalb des subtropischen Wirbels in Abbildung 16 und die kleinen Wirbel, die von einzelnen Meßprofilen gebildet werden, zeigen an, daß der Linienabstand von $1 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ im Bereich der Fehler durch das Rauschen liegt. Da das eigentliche Interesse dieser Arbeit an dem großräumigen mittleren Transportfeld liegt, wird in den folgenden Abbildungen eine Glättung auf das Transportfeld angewandt.

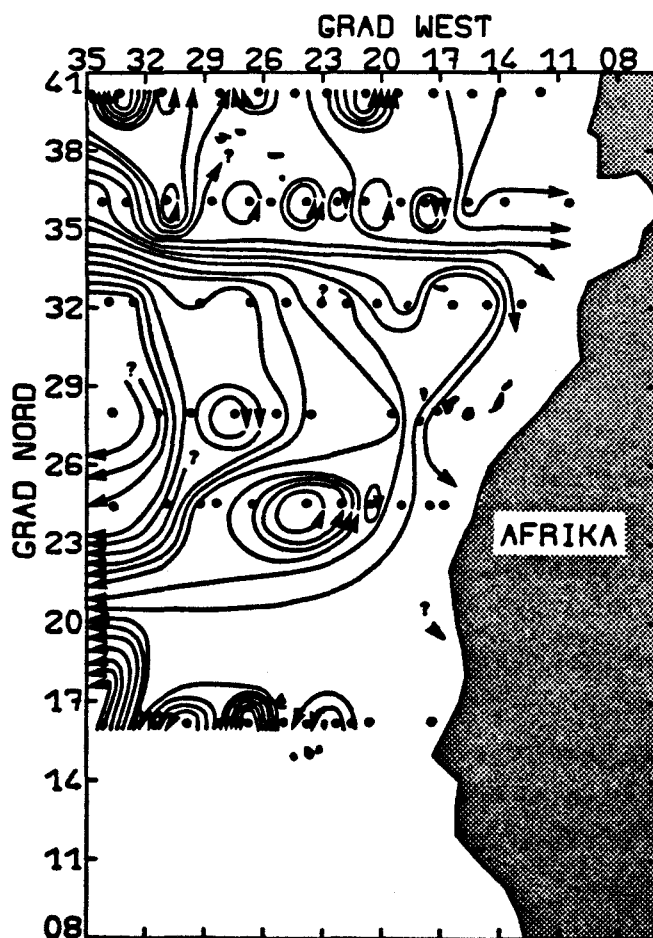


Abbildung 16

Volumentransport aus den IGJ-Daten im Bereich 0 - 1000 m Tiefe. Linienabstand $1 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Referenztiefe wie in Abb. 14 angegeben.

5.2 Transporte aus den mittleren Profilen

5.2.1 Gesamttransport der Warmwassersphäre

Aus den 78 mittleren Profilen der $3 \times 3^\circ$ -Felder des Ostatlantiks kann unter Benutzung der in 4.3 festgelegten Integrationstiefe ein mittleres Geschwindigkeits- und Transportfeld berechnet werden. Im folgenden beziehen sich die Ergebnisse immer auf diese Referenztiefe (Abb. 14), es sei denn, es wird eine andere Integrationstiefe ausdrücklich genannt.

Aus den geostrophischen Berechnungen ergeben sich die Ost- und Nordkomponenten der Geschwindigkeit und des Transports. Jeweils zwei benachbarte Ost- und Nordkomponenten der Geschwindigkeit bilden den Rand eines abgeschlossenen Gebietes, so daß aus diesen 4 Einzelkomponenten der Geschwindigkeitsvektor für die Mitte des Gebietes berechnet werden kann. Das resultierende Vektorfeld des Ostatlantiks ist recht ungeordnet, so daß eine Glättung nötig ist, um die mittleren Geschwindigkeitsvektoren zu erhalten. In der Abbildung 17 wird das geglättete Vektorfeld in 200 m Tiefe gezeigt. In diesem Fall wurden die u- sowie die v-Komponenten des gesamten Ostatlantiks getrennt mit einer Flächenanpassung geglättet, und danach wurden die Komponenten zu Vektoren zusammengesetzt.

Für die Flächenanpassung wird ein doppeltes Chebyshev-Polynom benutzt, wie es in der NAG (1978)-Bibliothek des Rechenzentrums der Universität Kiel zur Verfügung gestellt wird (Siehe Kapitel 3.2.2).

Durch die Glättung werden die einzelnen Geschwindigkeitsvektoren in ihrem Betrag verringert, da es nun eine Vorzugsrichtung gibt. Schmale Transportbänder werden über den Raum "verschmiert" und somit breiter, wodurch der Betrag der einzelnen Vektoren geringer wird. Das Geschwindigkeitsfeld in 200 m Tiefe (Abb. 17) liegt unterhalb des direkten Einflusses des Ekman-Transports durch

das an der Oberfläche herrschende Windfeld. Wie bei den IGJ-Ergebnissen zeigen die Geschwindigkeiten einen Teil des antizyklonalen Wirbels. Dieser weist ostwärts gerichtete Transporte zwischen 38° und 30°N , sowie westwärts gerichtete Transporte zwischen 26°N und 14°N auf. Die typischen Geschwindigkeiten liegen zwischen 0.5 und 2.0 cm s^{-1} . Eine Südkomponente im Bereich zwischen den Azoren und Portugal existiert östlich von 20°W und ist nicht besonders stark ausgeprägt. Vor der afrikanischen Küste südlich von 20°N zeigt sich in 200 m Tiefe eine Nordkomponente, die südatlantisches Zentralwasser (SACW) nach Norden transportiert. In 280 m Tiefe fanden Barton und Hughes (1982) einen nordwärts gerichteten Unterstrom auch noch zwischen 21° und 24°N , eingebettet zwischen dem nach Süden strömenden Kanarenstrom im Westen und einem Schelfstrom im Osten, der ebenfalls nach Süden läuft. Dieser Nordstrom ist räumlich jedoch so begrenzt, daß er in dem geglätteten Geschwindigkeitsfeld nicht aufgelöst wird. Die Strömungsverhältnisse dicht an der afrikanischen Küste südlich von 25°N sind kompliziert. Neben einer oberflächennahen Nordströmung in einiger Entfernung von der Küste, treten während des Sommers und des Herbstes auch dicht unter der Küste nordwärtsgerichtete Oberflächenströmungen auf (Mittelstaedt 1976).

Abbildung 18 zeigt den aufsummierten Volumentransport der obersten 800 m des Nordostatlantiks. Das Transportfeld in dieser Abbildung wurde mittels objektiver Analyse geglättet. Die dazu nötigen Programme wurden von Hiller und Käse (1983) in Kiel bereitgestellt. Da die Korrelationsskala nicht bekannt ist, wurde der Wert von 470 km gewählt. Dies entspricht etwa 1.4 mal den größten Abstand zwischen zwei mittleren Profilen und ist eine Skala, die größer ist als der Durchmesser der Eddies. Die Fehlervarianz wurde zu 15% der gesamten Varianz gewählt. Ein Test mit einer Korrelationsskala von 400 km und einer Fehlervarianz von 10% ergab nahezu dasselbe Transportfeld in dem subtropischen Wirbel, während sich das Transportfeld in den Tropen änderte. Das aus der objektiven Analyse berechnete Fehlerfeld zeigt Fehler-

werte von mehr als $1 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ zwischen dem Rand der Abbildung 18 und der gestrichelten Linie. Jede Linie repräsentiert $1 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. $2 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ werden aus Norden im Bereich des Portugalstroms in den Ostatlantik hineintransportiert und werden dann auf den Mittelmeereingang hin abgelenkt. Dietrich et al. (1975) geben einen Wert von $1.75 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ für den Einstrom in das Mittelmeer an. Die hauptsächliche Massenzufuhr geschieht aus Westen bei 33°W . In einem recht schmalen Gebiet zwischen 33°N und 38°N werden $11 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ dem Ostatlantik zugeführt. Dieses schmale Band weitet sich hinter dem Mittelatlantischen Rücken, der hier südwestlich der Azoren verläuft, aus. Auch in diesem Bild wird wie bei den Ergebnissen der IGJ-Schnitte die Aufteilung in die drei nach Süden laufenden Strombänder sehr deutlich. Die Zufuhr des Kanarenstroms geschieht wieder nördlich von Madeira. Südlich von 28°N beginnt im Westen der Ausstrom aus dem Ostatlantik, und bei 14°N hat das gesamte an der Rezirkulation beteiligte Wasser den Ostatlantik verlassen. Der Kanarenstrom dreht nördlich von 20°N in den offenen Atlantik und strömt als Nordäquatorialstrom NEC in südwestliche Richtung nördlich an den Kapverdischen Inseln vorbei und verläßt nördlich von 14°N den Ostatlantik. Südlich des NEC liegt das Gebiet, in dem das SACW vorherrscht. Das Strömungsfeld aus den geostrophischen Rechnungen ist in diesem tropischen Bereich uneinheitlich, was an den jahreszeitlichen Änderungen im Stromsystem liegen kann, die durch die mittleren Profile nicht wiedergegeben werden können.

Eindeutige Aussagen lassen sich dagegen über den Transport zwischen den Azoren und Portugal machen. Wie in Abschnitt 1.2 beschrieben, gingen frühere Abschätzungen der Transporte in diesem Bereich von Südtransporten von etwa $14 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ aus. Dies steht im Widerspruch zu den Ergebnissen von Saunders (1982), der einen Südtransport von $2.5 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ in der Schicht 0 bis 850 m Tiefe bei 41.5°N berechnete. Die hier erhaltenen Resultate stimmen gut mit den Werten von Saunders überein. Der Südtransport in den obersten 1000 m senkrecht zu 39.5°N aus den mittleren Dichte-

profilen ist geringer als $3.2 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Für verschieden gewählte Referenztiefen wurden die Transporte berechnet. Die Resultate sind in Tabelle 2 aufgeführt.

Tabelle 2

Aufsummierter Meridionaltransport in $10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ zwischen den Azoren und Portugal. Negative Transporte bedeuten Südrichtung.

Referenz- tiefe	aus mittleren Dichte profilen		aus F.S. CRAWFORD Daten	
	39°30'N		40°15'N	
	27°30'-12°30'W		27°58'-12°09'W	
(m)	0-1000 m	0-2000 m	0-1000 m	0-2000 m
800	- 3.1	- 5.6	- 2.6	- 4.1
1000	- 2.8	- 5.1	- 2.9	- 7.1
1200	- 1.5	- 2.5	- 4.6	- 4.3
1500	+ 0.1	+ 0.7	- 0.6	- 0.0
2000	+ 0.1	+ 0.8	- 0.6	- 0.8

Den stärksten Südtransport erhält man bei einer Referenztiefe von 800 m, und der Transport verringert sich mit zunehmender Referenztiefe bei Tiefen von mehr als 800 m. Ein unrealistischer Nordtransport stellt sich ein, wenn eine Referenztiefe von mehr als 1500 m gewählt wird. Zum Vergleich wurde der Transport aus dem F.S. CRAWFORD IGJ-Schnitt entlang 40°15'N zwischen 27°58'W und 12°09'W für die verschiedenen Referenztiefen berechnet und ebenfalls in Tabelle 2 aufgelistet. In den obersten 1000 m des Atlantiks wird der Südtransport zwischen den Azoren und Portugal mit $4.6 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ bei einer Referenztiefe in 1200 m maximal, bei anderen Referenztiefen sind die Transporte immer nach Süden gerichtet, jedoch im Betrag geringer.

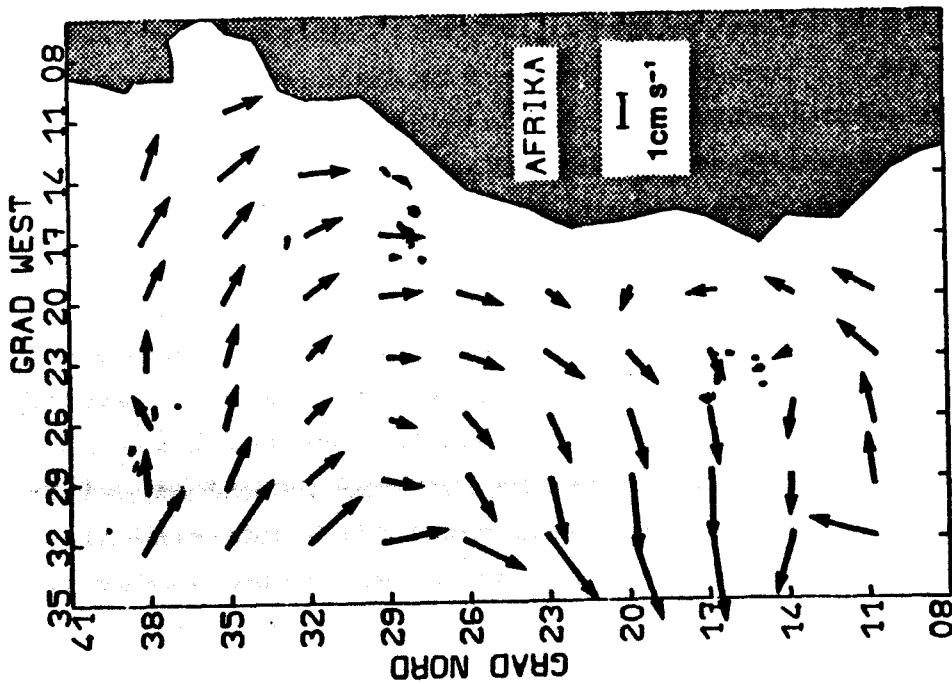


Abbildung 17
Geschwindigkeitsvektoren in 200 m Tiefe aus den mittleren Profilen. Die beiden Komponenten wurden einzeln mit einem doppelten Chebyshev-Polynom geglättet.

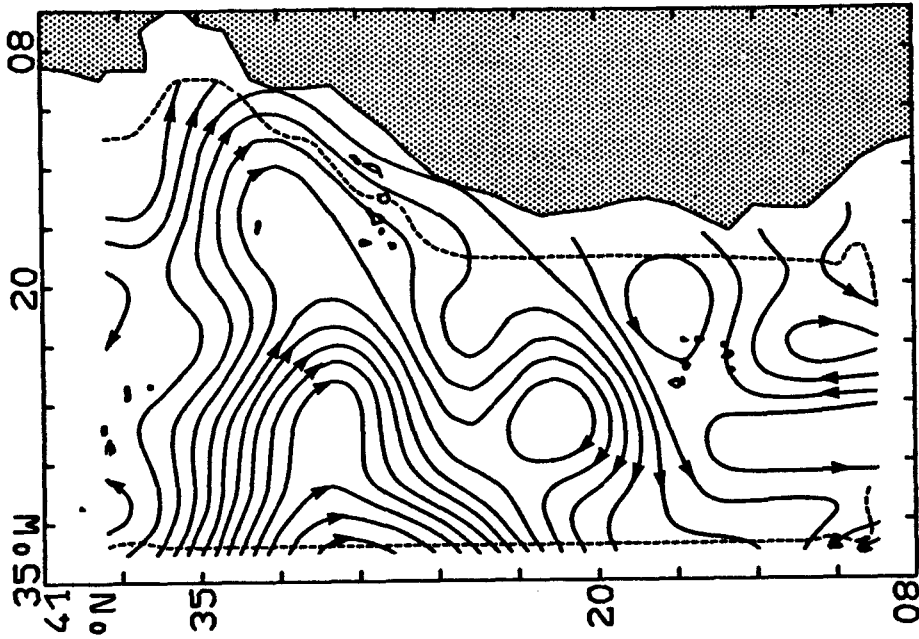


Abbildung 18
Volumentransporte zwischen 0 m und 800 m Tiefe. Jede Linie re-präsentiert 106 m³ s⁻¹. Glättung mit objektiver Analyse.

Es folgt, daß weder aus den mittleren Profilen noch aus den IGJ-Schnitten stärkere geostrophische Transporte zwischen den Azoren und Portugal erhalten werden können. Dieses Ergebnis wird besonders dadurch bestätigt, daß die Transporte unabhängig von einer gewählten Referenztiefe sowohl bei den mittleren Profilen als auch bei dem IGJ-Schnitt im Betrag gering bleiben. Die Zirkulation im Ostatlantik wird hauptsächlich durch eine östliche Zufuhr aus dem zentralen Atlantik südlich der Azoren bestimmt.

5.2.2 Fehler bei den Transportberechnungen

Ungenauigkeiten in den Transportberechnungen resultieren, neben den Fehlern aus der dynamischen Methode und durch Meßungenauigkeiten, aus der falschen Wahl der Referenztiefe. Der durch die Referenztiefe hervorgerufene Fehler ist gering in Gebieten mit einer starken Geschwindigkeitsscherung im oberen Ozean, verbunden mit geringen Differenzen der Anomalie des Geopotentials in der Tiefe nahe der Referenztiefe, und stark in Gebieten mit schwachen Transporten. Auf 3 Schnitten durch den subtropischen Wirbel werden der Einfluß der Referenztiefe sowie der Einfluß der Meßungenauigkeiten auf die Transporte untersucht. Die drei Schnitte schneiden den subtropischen Wirbel auf einem Meridionalschnitt im Einstrombereich südlich der Azoren und im Ausstrombereich des NEC sowie auf einem Zonalschnitt nördlich der Kanarischen Inseln. Um die Größenordnung des Fehlers durch die unterschiedliche Wahl der Referenztiefe zu bestimmen, werden die Transporte auf den 3 Schnitten bezüglich verschiedener Tiefen berechnet. Zur Abschätzung des Einflusses des Rauschens werden die 3 Schnitte jeweils 3 mal mit dem Datensatz mit aufaddiertem Rauschen bezüglich der aktuellen Referenztiefe berechnet. Wie bei Fiadeiro und Veronis (1982) werden 0.02°C , 0.005×10^{-3} und 0.5 % der aktuellen Tiefe mit einer Zufallszahl zwischen -1 und +1 multipliziert und zu Temperatur, Salzgehalt und Tiefe addiert. Die resultierenden Transporte auf den 3 Schnitten werden in Tabelle 3 für den Tiefenbereich 0 - 1000 m und 0 - 2000 m gezeigt.

Wenn Tiefenwerte zwischen der aktuellen Referenztiefe und 2000 m als Referenzniveau benutzt werden, so ist die Differenz der Transporte über einen gesamten Schnitt immer kleiner als 12 %. Eine Referenztiefe zwischen 500 m und 1000 m ändert den Transport beträchtlich. Bei einer Referenztiefe von 500 m wird die Richtung des Transports der Schicht 0 - 2000 m umgekehrt. Solche Tiefen liegen im Bereich der starken Stromscherung und stellen unrealistische Referenzniveaus dar. Ein Referenzniveau bei 1000 m erzeugt die größte Änderung der Transporte im West-Ost-orientierten Stromband südlich der Azoren. Bei der Anwendung der Defant'schen Methode ergibt sich in diesem Bereich eine mögliche Nulltiefe in 800 m aus den v-Komponenten. Die u-Komponenten weisen dagegen in Tiefen bis 1100 m häufig starke Scherungen auf, die in dieser Region die starken Transportänderungen bei der Verschiebung der Referenztiefe auf 1000 m erzeugen.

Der Einfluß des Rauschens auf den Gesamttransport eines Schnittes ist geringer als der der Referenztiefen. Die Änderungen des Transportes betragen jeweils weniger als 5 %. Aufgrund dieser beiden Abschätzungen erscheint es realistisch, den mittleren Transport im subtropischen Wirbel mit $11 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ bei einem Fehlerbereich von 15 %, bedingt durch die Wahl der Referenztiefe und durch die Meßungenauigkeiten in den Daten anzugeben. Der prozentuale Fehler wird in Gebieten mit schwachen Transporten schnell größer, wie z.B. in der Region zwischen den Azoren und Portugal (Tabelle 2). Doch auch hier gibt es das positive Ergebnis, daß unabhängig von der gewählten Referenztiefe der Portugalstrom nicht auf große Transporte anwachsen kann und nicht die Hauptquelle der Rezirkulation im Ostatlantik bilden kann.

Der Fehler der Transporte zwischen einzelnen Stationspaaren der mittleren Profile ist größer als der für einen gesamten Schnitt. Bedingt durch das Rauschen ändern sich die Transporte bei 45 berechneten Stationspaaren maximal um $0.5 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ für die

Tiefe 0 - 1000 m und um maximal $0.6 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ für die Tiefe 0 - 2000 m. Bei der Untersuchung einzelner Stationspaare macht sich besonders der Einfluß der gewählten Referenztiefe bemerkbar. Für den 0 - 1000 m Transport beträgt die größte gefundene Differenz $1.3 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, wenn die aktuelle Referenztiefe durch 1500 m ersetzt wird. 90 % der Ergebnisse zeigen Abweichungen von weniger als $0.5 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Für den 0 - 2000 m Transport beträgt die größte Differenz $2.6 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Diese Abschätzungen zeigen, daß die Ungenauigkeiten für die obersten 1000 m auf Skalen um 330 km im Bereich von $1 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ liegen. Der aus der objektiven Analyse berechnete Fehler für die obersten 800 m in Abbildung 18 weist im Inneren des Ostatlantiks Werte um $0.95 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ auf. Diese Fehlerwerte hängen von der Wahl der Korrelationslänge und der Varianz ab. Die zur Rechnung gewählten Größen der Korrelationslänge und der Varianz ergeben somit Fehlerbereiche, wie sie aus der Abschätzung des Einflusses der Wahl der Referenztiefe und des Rauschens bestimmt wurden.

Die Differenzen zwischen den 0 - 1000 m und 0 - 2000 m Transporten sind klein (Tablle 3) und liegen im Bereich des Rauschens. Deshalb wurden hier die Transporte unterhalb von 1000 m nicht untersucht.

Als zusätzlicher Test wurde das Transportfeld 0 - 800 m berechnet, bei dem die Referenztiefe für die u-Komponente entsprechend Abbildung 14 gewählt wurde, während die v-Komponente nördlich von 25°N bei Werten um 800 m lag und südlich von 25°N auf 1500 m abfiel. Diese Trennung für die u- und v-Komponenten bot sich mehrfach in den Ergebnissen der Defant'schen Methode an. Das resultierende Transportfeld spiegelt im Bereich des subtropischen Wirbels die Ergebnisse aus Abbildung 18 wieder. Die Transporte sind um etwa 10 % geringer. Dies ist nach Tabelle 3 (CI) zu erwarten.



Tabelle 3

Aufsummierter Volumentransport in $10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ auf 3 Schnitten durch den subtropischen Wirbel. R.S. ist die hier bestimmte Referenztiefe. I = 0 - 1000 m, II = 0 - 2000 m.

A: 30.5°W; 30.5°N - 39.5°N (südlich der Azoren).

Negativer Transport nach Osten. (R.S. = 1160 - 1220 m).

B: 30.5°W; 15.5°N - 30.5°N (NEC).

Negativer Transport nach Osten. (R.S. = 1270 - 1360 m).

C: 30.5°N; 33.5°W - 12.5°W (Meridionaltransport).

Negativer Transport nach Süden. (R.S. = 1100 - 1300 m).

Referenztiefe

m	AI	AII	BI	BII	CI	CII
500	- 1.4	+ 9.5	+ 2.0	- 6.5	- 1.9	+ 6.5
750	-	-	10.3	+ 9.9	- 9.2	- 8.0
800	- 6.6	- 0.8	-	-	-	-
1000	- 9.7	- 7.1	11.8	13.0	-10.9	-11.5
R.S.	-11.7	-10.7	11.1	11.2	-10.6	-10.7
1300	-12.2	-12.0	-	-	-	-
1500	-12.9	-13.4	10.1	9.6	- 9.7	- 9.1
1750	-13.0	-13.6	-	-	-10.4	-10.5
2000	-13.0	-13.6	11.0	11.3	-11.1	-11.2
2500	-10.9	- 9.5	10.1	10.4	-11.6	-12.8
3000	- 6.8	- 1.4	10.5	10.1	-	-
R.S. Rauschen	-11.5	-10.6	11.2	11.4	-10.8	-11.8
R.S. Rauschen	-11.5	-10.6	10.7	10.8	-10.2	-10.0
R.S. Rauschen	-11.5	-10.5	11.9	11.7	-10.8	-11.0

5.2.3 Transporte der Schichten 0 - 200 m und 200 - 800 m

Da in der Abbildung 18 die Transporte der obersten 800 m aufsummiert sind, ist es sinnvoll, diese Schicht zu unterteilen, um Unterschiede des Transports über die Tiefe zu erkennen. Ungefähr die Hälfte des Transports erfolgt in den obersten 200 m, so daß eine weitere Unterteilung bei 200 m Tiefe vorgenommen wurde. Die Transporte für die Schicht 0 - 200 m Tiefe sind in Abbildung 19 und für die Schicht 200 - 800 m in Abbildung 20 dargestellt. Das Transportfeld der beiden Bilder wird mit den Objektive-Analyse-Programmen berechnet. Die Korrelationslänge wird wieder mit 470 km und die Fehlervarianz mit 15 % der Gesamtvarianz vorgegeben. In Abbildung 19 beträgt der Linienabstand $0.5 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Das Gebiet, in dem der Fehler größer als $0.5 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ist, liegt zwischen der gestrichelten Linie und dem Bildrand. Da in dem Tiefenbereich 200 - 800 m der berechnete Fehler aus der objektiven Analyse im offenen Ozean zwischen $0.5 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ und $0.6 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ liegt, wurde für Abbildung 20 ein Linienabstand von $1 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ gewählt. Der Fehlerwert von $1 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ liegt etwa auf der europäischen und afrikanischen Schelfkante. In dieses Bild (Abb. 20) ist die 4000 m-Linie der Topographie als gestrichelte Linie eingezeichnet (ohne kleinräumige Erhebungen, wie z.B. Kuppen). Die Transportlinien in der oberen Schicht (Abb. 19) reichen weit nach Osten und liefern den Hauptanteil des Kanarenstroms und des NEC nördlich der Kapverdischen Inseln. In der unteren Schicht (Abb. 20) findet der Transport der Rezirkulation im zentralen Teil des Ozeans statt, während der küstennahe Bereich in der Tiefe schwächere Transporte aufweist. Die Aufteilung der Südströmung bei etwa 30°N in drei Strombänder ist besonders gut in der tieferen Schicht zu sehen. In der oberen Schicht rücken die beiden Strombänder des offenen Nordatlantiks näher zusammen. Das Umströmen von Madeira wird in beiden Tiefenbereichen recht deutlich. Die Transportlinien des Rezirkulationswirbels verlassen in der tieferen Schicht den Ost-

atlantik nördlich von 20°N . Die Zufuhr findet in beiden Schichten bei etwa 35°W aus Westen statt. Die Unterteilung in zwei Schichten zeigt, daß die Rezirkulation in der oberen Schicht weiter nach Osten und Süden vordringt als in der Tiefe, die horizontale Wirbelausdehnung mit der Tiefe somit abnimmt. Die Transportlinien haben südlich von 29°N in der Tiefe eine stärkere Westkomponente, was auf eine Neigung des Wirbelzentrums nach Norden mit zunehmender Tiefe schließen läßt, wie es von Armi und Stommel (1983) beschrieben wurde.

Eine interessante Erscheinung ist der Wirbel bei 22°N 27°W , der sowohl in den obersten 200 m als auch in der Schicht 200 - 800 m zu finden ist. Dantzler (1977) fand ein Gebiet von relativ hoher potentieller Wirbelenergiedichte zwischen 18°N und 22°N und zwischen 18°W und 27°W . Emery (1983) berechnete große Standardabweichungen in der Temperatur in 400 m Tiefe sowie in der Anomalie des Geopotentials bei Benutzung von mittleren TS-Kurven in diesem Gebiet. Ein Blick auf die Topographie (Abb. 20) zeigt, daß südwestlich des Wirbels die Kapverdischen Inseln liegen, die auf dem Kapverdischen Rücken liegen, der sich von der afrikanischen Küste nach Westen in den Atlantik hinein erstreckt. Aus den verschiedenen Hinweisen auf dieses Wirbelgebiet kann geschlossen werden, daß diese Störung des mittleren Stroms vorhanden ist und möglicherweise die Ursache in topographischen Effekten findet. Es muß jedoch vermerkt werden, daß dies die Region mit der geringsten Datendichte ist. Das Rechteck $20-23^{\circ}\text{N}$ $23-26^{\circ}\text{W}$ enthält nur ein Profil, und drei der angrenzenden Rechtecke enthalten weniger als 5 verwendbare Profile. Somit muß dieser Wirbel mit großer Vorsicht behandelt werden, und es bedarf weiterer Messungen in dieser Region, um diese Beobachtungen zu erklären.

Für die Schicht 0 - 200 m erscheint es sinnvoll, die Größenordnung der Ekman-Transporte für Vergleichszwecke mit dem geostrophischen Feld anzugeben. In Tabelle 4 werden die Ekman-Transporte auf Zonalschnitten bzw. Meridional-Schnitten im Ost-

atlantik angegeben. Diese wurden aus Karten des Ekman-Transportes pro 1°-Felder von H.J. Isemer (in Vorbereitung) entnommen, und daraus wird der Gesamttransport auf den einzelnen Schnitten bestimmt. Im Bereich des subtropischen Wirbels ist der Ekman-Transport erheblich kleiner als der geostrophische Transport. Dieses Verhältnis ändert sich jedoch in den Tropen. Während das geostrophische Transportfeld in den Tropen recht ungeordnet und schwach ist, wächst der Ekman-Transport stark an. Bei einem nordwestwärts gerichteten Transport weist die Nordkomponente bei 15°N einen Ekman-Transport von $3 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ im Jahresmittel und von $4 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ im Januar auf. Bei Untersuchungen im tropischen Atlantik kann der Ekman-Transport nicht unberücksichtigt bleiben.

Tabelle 4:

Ekman-Transport in $10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ auf Zonalschnitten (a) und Meridionalschnitten (b) im Ostatlantik aus Karten der Jahresmittelwerte.

a) Zonalschnitte zwischen 35°W und den afrikanischen und europäischen Küsten:

°N	Transport	Richtung
40	1.2	S
35	0.5	S
30	0.5	N
25	1.7	N
20	2.8	N
15	3.0	N
10	2.1	N

b) Meridionalschnitte zwischen 10°N und 40°N:

30°W: 35°N - 40°N 0.1 nach Osten
 10°N - 35°N 2.4 nach Westen

20°W: 10°N - 40°N 3.7 nach Westen

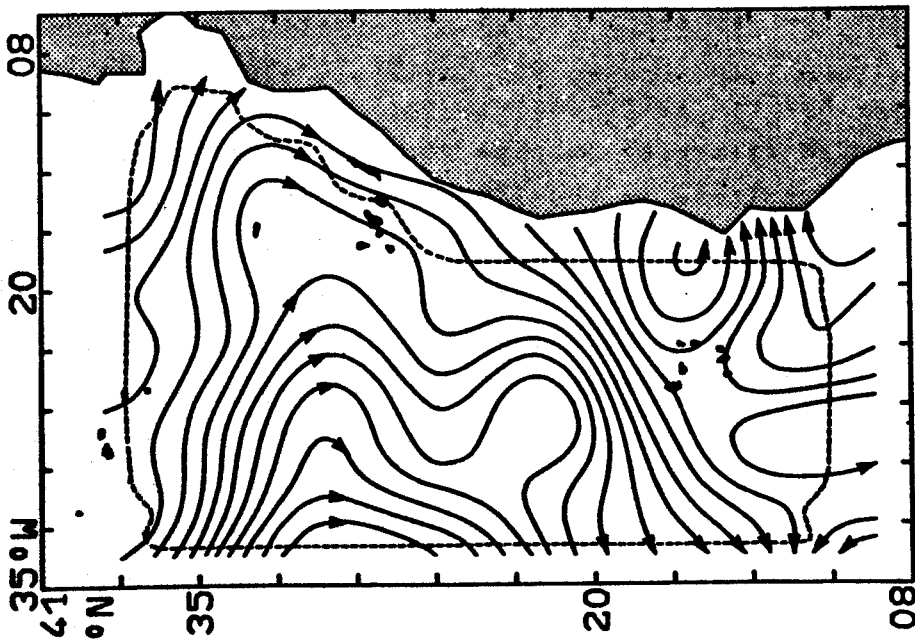


Abbildung 19
Volumentransport der Schicht 0 m bis 200 m. Jede Linie repräsentiert $0.5 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Glättung mit objektiver Analyse.

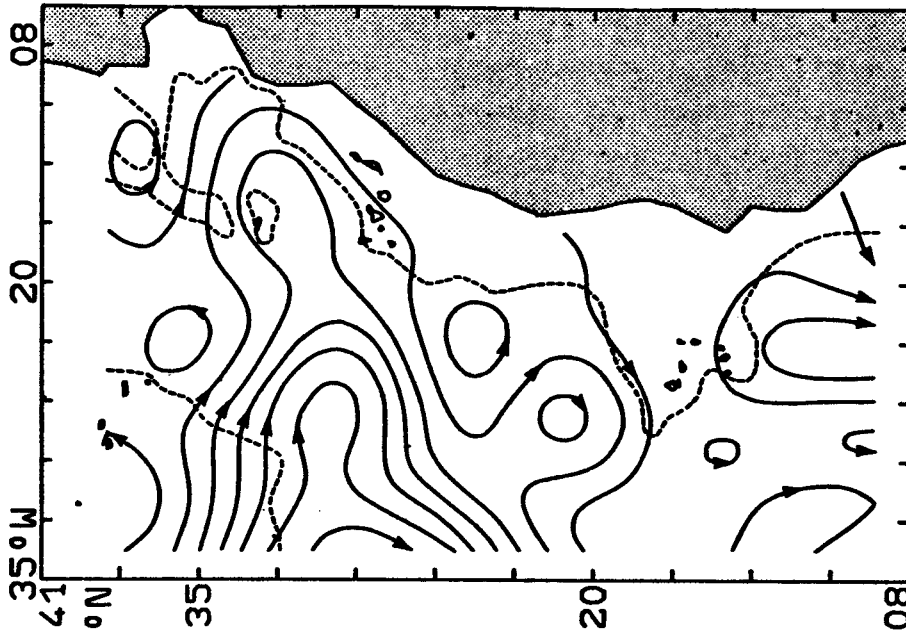


Abbildung 20
Volumentransport der Schicht 200 m bis 800 m. Jede Linie repräsentiert $10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Glättung mit objektiver Analyse.

5. 3 Transporte aus den Meteordaten

Die CTD-Profile, die während der 60. Reise des F.S. METEOR im März und April 1982 gewonnen wurden, werden zur Berechnung der geostrophischen Transporte benutzt, um einen Vergleich zwischen den Ergebnissen aus den mittleren Profilen und einer Momentanaufnahme durch die aktuellen, von den mittleren Profilen unabhängigen Schnitten zu erlangen. Auch für diese CTD-Schnitte wird die in 4.3 bestimmte Referenztiefe benutzt. Die Geschwindigkeitsverteilung auf dem Schnitt bei 27°W zwischen 10°N und 37°20'N wird in Abbildung 21 präsentiert. Deutlich zu erkennen ist die starke Bündelung der Ostströmung südlich der Azoren. Das Stromband liegt hier zwischen 30° und 33°30'N. Die Geschwindigkeiten erreichen an der Oberfläche 7.5 cms⁻¹ und relativ hohe Geschwindigkeiten reichen bis in größere Tiefen. Werte bis zu 1 cms⁻¹ findet man bis in die Tiefe von 920 m. Diese Ostströmung wird an beiden Seiten durch einen schwächeren nach Westen gerichteten Strom eingerahmt. Die starken Westgeschwindigkeiten des NEC liegen zwischen 18°N und 24°N. Hier werden hohe Geschwindigkeiten gefunden, an der Oberfläche bis zu 6.7 cms⁻¹, die wieder bis zu größeren Tiefen durchgreifen. Zu erwähnen ist die Verbreiterung der Westströmung in 100 - 250 m Tiefe und die geringere südliche Ausdehnung der Westkomponente des NEC bei gleichzeitig nach Norden vorrückender Ostströmung in Tiefen von mehr als 250 m, die die geringere Ausdehnung des Rezirkulationswirbels nach Süden in größeren Tiefen zeigt. Die teilweise Zunahme der Geschwindigkeit unterhalb von 50 m Tiefe im NEC findet sich in noch größeren Ausmaßen, wenn die Geschwindigkeitsverteilung der mittleren Profile betrachtet wird. Die Ostströmung südlich von 17°N erreicht zwar an der Oberfläche Geschwindigkeiten bis 6 cms⁻¹, diese nehmen mit zunehmender Tiefe jedoch schnell ab.

Die aufsummierten Transporte von 5 oder 10 m Tiefe, in der die Datenaufzeichnung begann, bis in 1000 m Tiefe, werden in Abbildung 22 gezeigt. Ein starkes, schmales Stromband strömt südlich der Azoren zwischen $33^{\circ}20'N$ und $35^{\circ}N$ mit einem ostwärtigen Transport von $11 \times 10^6 m^3 s^{-1}$ in den Ostatlantik ein. Der Transport ist bis zu dem Längengrad der Azoren nach Südosten gerichtet. Die gezeichnete Drehung in nordöstliche Richtung ist spekulativ. Ebenso wäre es möglich, daß der Strom die südöstliche Komponente beibehält, und ein großer antizyklonaler Eddy zwischen den Azoren und Madeira liegt. Aus den Transportberechnungen zwischen den einzelnen Stationen kann diese Frage nicht beantwortet werden. Der Verlauf der Stromlinien mit der gezeichneten nordöstlichen Richtung in Abbildung 22 wird in Anlehnung an die Ergebnisse von Käse und Siedler (1982) gewählt. Insbesondere ist aus den Daten in deren Box westlich von Madeira kein Anzeichen auf einen antizyklonalen Eddy vorhanden. Käse und Siedler (1982) berechneten ein starkes, schmales Stromband südöstlich der Azoren. Dieser Strom wurde aus geostrophischen Rechnungen und den Bahnen von Satellitendriftern in einem Gebiet westlich von Madeira bestimmt. Der Transport wurde in der Größenordnung $10 \times 10^6 m^3 s^{-1}$ berechnet. Die Position des maximalen horizontalen Gradienten der Oberflächentemperatur wurde aus XBT- und CTD-Daten der hier beschriebenen Meteorreise bestimmt. Auffällig ist in dem Gebiet südwestlich der Azoren, daß die Front der Oberflächentemperatur nicht mit dem Bereich des starken Transports aus den geostrophischen Berechnungen zusammenfällt.

Die Transportlinien aus den Meteordaten (Abb. 22) bestätigen die Komponenten der aus den mittleren Profilen bestimmten Rezirkulation. Die Wassermassenzufuhr geschieht südlich der Azoren in einem Strom aus Westen. Dieses Stromband ist bei den Meteordaten stärker gebündelt als bei den mittleren Profilen. Die Ursachen hierfür sind der größere Abstand zwischen den Meßpunkten bei den mittleren Profilen, aber auch mögliche jahreszeitliche Änderungen der geographischen Lage des Stroms.

Die Datenbasis aus den historischen Daten in dem Gebiet des Strombandes südwestlich der Azoren ist zu gering, um eine Antwort auf die Frage eines etwaigen Jahresgangs zu geben. Bei 30°W werden vier jahreszeitliche Schnitte erzeugt, indem Profile verschiedener Schiffe aus derselben Jahreszeit kombiniert werden. Alle vier Resultate liefern einen Oststrom zwischen 9 und $14 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Diese Positionen der Schiffe sind aber immer noch so weit voneinander entfernt, daß die Lage des Strombandes nicht erfaßt werden kann. Im Winter und Frühjahr existiert ein Gegenstrom im Süden des Strombandes, wie er auch in den Meteor-ergebnissen enthalten ist. Im Frühjahr und Sommer findet sich bei den historischen Daten ein Weststrom nördlich des Strombandes bei etwa 37°N. Die Meteordaten reichen in dem Gebiet bei 30°W nicht so weit nach Norden, so daß dieses Resultat nicht überprüft werden kann.

Die Transporte im zentralen Teil des Ostatlantiks zwischen 23° und 29°N sind nur schwach ausgebildet. Die Westkomponente der Rezirkulation (NEC) ist bei den Meteordaten auf einen schmalen Bereich beschränkt als bei den mittleren Profilen. Eine Ursache hierfür ist die Änderung der Position des Nordäquatorialen Gegenstroms (NECC) durch die jahreszeitlichen Änderungen im Passatwindfeld. Im Nordatlantik ist der NECC im Winter schwach und im Sommer stark, und er nimmt mit seiner eigenen Ausbreitung Einfluß auf die Lage des NEC. Im Sommer wird der NEC durch den ausgedehnten NECC weiter nach Norden verlagert. Dies ist gut in den historischen Daten im GATE-Atlas (Düing, Ostapoff, Merle 1980) zu erkennen. Wie eingangs erwähnt, fand Hellermann (1980), daß der NEC im März etwa dreimal so viel Wasser transportiert wie im Oktober. Die Datenbasis reicht jedoch auch hier nicht aus, um diese Aussage über die jahreszeitlichen Transportschwankungen anhand der historischen Daten zu überprüfen.

Insgesamt weicht das Transportfeld der aktuellen, auf das Frühjahr beschränkten Meteordaten nicht wesentlich von dem Transportfeld der mittleren Profile ab. Auffallend ist jedoch die starke Bündelung in dem nach Osten gerichteten Stromfeld südlich der Azoren sowie im nach Westen gerichteten NEC. Diese beiden Strombänder sind in den Ergebnissen der mittleren Profile nicht so stark gebündelt.

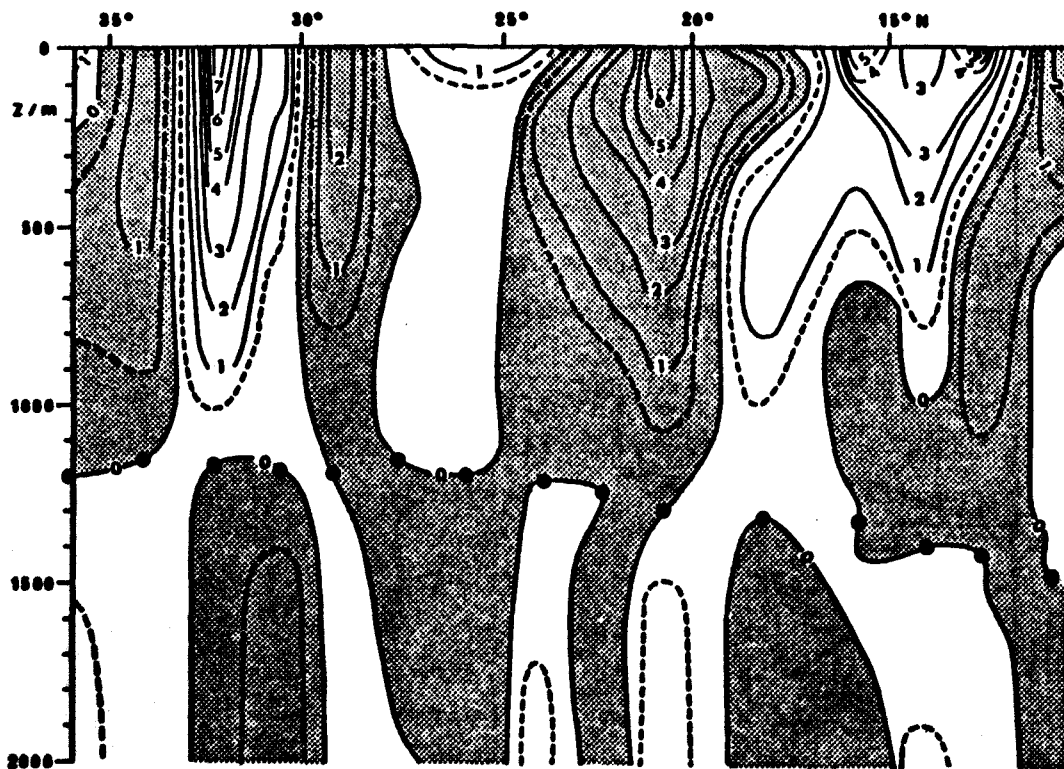


Abbildung 21

Geschwindigkeiten in cm s^{-1} auf dem METEOR-Schnitt auf 27°W .
Weiß: nach Osten, gepunktet: nach Westen, Kreise: vorgegebene Referenztiefe, gestrichelte Linie: 0.5 cm s^{-1} .

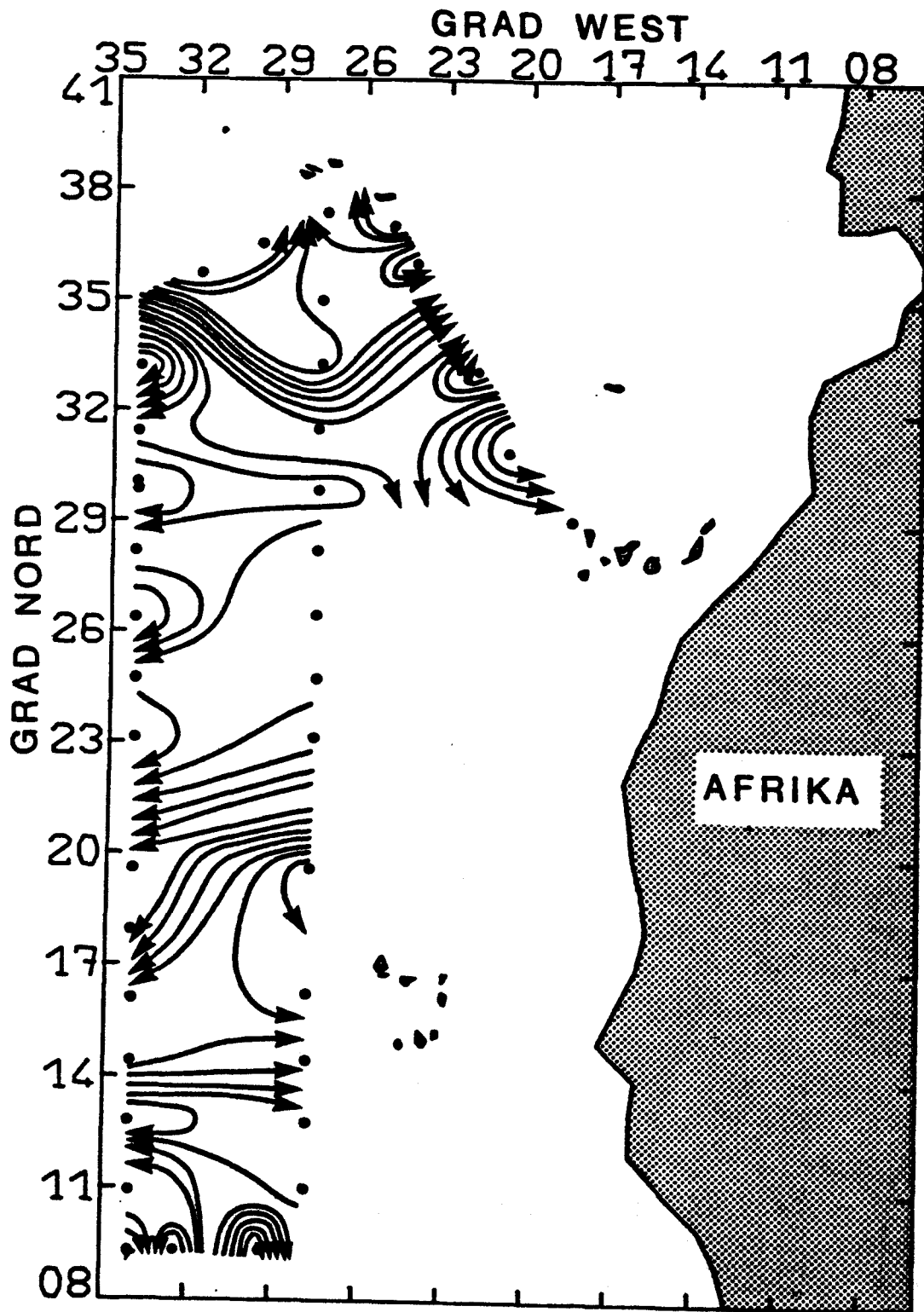


Abbildung 22

Volumentransport (5 bzw. 10 m bis 1000 m Tiefe) aus Dichtedaten des F.S. METEOR aus dem März und April 1982.

Jede Linie repräsentiert $10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

5.4 Test der TS-Methode an einem unabhängigen Datensatz

In Untersuchungen des Ostatlantiks haben Stramma (1981) und Emery und Dewar (1982) gezeigt, daß die Temperaturdaten in den obersten 1000 m ausreichen, um mit Hilfe von mittleren TS-Beziehungen aus dem historischen Datensatz die Dichte und die Anomalie des Geopotentials so zu bestimmen, daß der Fehler kleiner ist als ein abgeschätzter Fehler der Anomalie des Geopotentials aus Meßungenauigkeiten und aus dem Einfluß interner Wellen. Diese Methode reicht aus, die starken Strukturen eines Strömungsfeldes wiederzugeben. Siedler und Stramma (1983) zeigten dies am Beispiel eines Schnittes des IGJ-Datensatzes. Dabei war es nötig, die TS-Kurven der Gebiete nördlich und südlich des Schnittes zu kombinieren, um die Ergebnisse aus den wahren Dichtewerten mit der TS-Methode zu reproduzieren. Der dabei benutzte Datensatz war jedoch nicht unabhängig, da die Profile zuvor bei der Berechnung der mittleren TS-Kurven benutzt wurden.

Aus der Verfügbarkeit der neu gewonnenen Daten der langen N-S-orientierten Schnitte der Meteorreise Nr. 60 ergibt sich die Möglichkeit, die TS-Methode an einem völlig unabhängigen Datensatz zu überprüfen. Die Transporte der obersten 800 m der Schnitte auf 27°W und 33°W, bezogen auf die in 4.3 bestimmte Referenzfläche, werden berechnet (im folgenden als wahrer Transport bezeichnet). Dann werden die Transporte so bestimmt, daß die gemessenen Salzgehalte durch die Salzgehalte der TS-Kurven der 3x3°-Felder ersetzt werden. Zwei verschiedene Zuordnungen werden durchgeführt. Zum einen wird nur die TS-Beziehung benutzt, in deren 3x3°-Feld das jeweilige METEOR-Profil liegt, zum anderen werden die nördliche und südliche TS-Kurve verknüpft, wobei die beiden Kurven entsprechend der Entfernung zwischen dem Profil und den beiden Mittelpunkten der 3x3°-Felder gewichtet werden. Die graphische Darstellung der nach Süden aufsummierten Transporte, beginnend beim nördlichsten Profil, werden in der Abbildung 23 für den Schnitt auf 33°W und

in Abbildung 24 für den Schnitt auf 27°W gezeigt. Der nach Nordosten orientierte Schnitt zwischen 35°N , 33°W und $37^{\circ}17'\text{N}$; 27°W wird bei dem Schnitt auf 33°W mitbenutzt. Die Summation der Einzeltransporte hat bei beiden Abbildungen den Nullpunkt bei $37^{\circ}17'\text{N}$, 27°W .

Im Subtropenbereich nördlich von 24°N zeichnet die Transportkurve aus der Näherung mit zwei TS-Kurven den Verlauf der aus den gemessenen CTD-Daten gewonnenen Transportkurve gut nach. Der Osttransport im Bereich südlich der Azoren wird bei beiden Näherungsmethoden zu hoch abgeschätzt. Überraschend ist, daß im Subtropenbereich die Wahl von nur einer oder aber von zwei TS-Kurven bei der Zuordnung des Salzgehaltes in den Transporten keine nennenswerten Unterschiede ergibt. Erst südlich von 25°N weichen die mit nur einer TS-Kurve bestimmten Transporte erheblich von den mit zwei TS-Kurven bestimmten Transporten ab und nähern die wahre Transportkurve meistens schlechter an. Die genäherte Kurve bei 27°W (Abb. 24) weicht in den Tropen stark von der wahren Transportkurve ab, zeichnet aber dabei die Schwankungen der wahren Kurve gut nach. Dabei ist zu berücksichtigen, daß die Transporte von dem Punkt bei $37^{\circ}17'\text{N}$ an aufsummiert werden, und daß eine Abweichung durch einen Fehler zu einer Verschiebung der gesamten nach Süden anschließenden Kurve führt. Auf dem Schnitt bei 33°W (Abb. 23) liegen die beiden Kurven der Transporte aus den gemessenen Dichtedaten und aus der Dichte mit dem nach der TS-Methode genäherten Salzgehalt bis in die Tropen bei 10°N gut nebeneinander, wobei die genäherten Werte dazu tendieren, die Änderungen in der wahren Kurve verstärkt wiederzugeben.

Es wird aus den beiden Abbildungen deutlich, daß es möglich ist, aus der Temperaturverteilung allein über die TS-Methode die hauptsächlich vorhandenen Strukturen des Strömungsfeldes im zentralen Ostatlantik zu beschreiben. Bei den METEOR-Daten beträgt der Abstand zwischen den Meßpunkten 200 km. Der Betrag der Abweichung zwischen dem wahren Transport und dem Transport

aus zwei mittleren TS-Kurven beträgt bei den Einzeltransporten über jeweils 200 km nördlich von 26°N im Mittel $1.1 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, und bedingt durch größere Abweichungen im Süden für die gesamten Schnitte im Mittel $2.3 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Daraus folgt, daß für Untersuchungen kleinräumiger Vorgänge in Gebieten mit geringen Transporten oder mit kleinen Abständen zwischen den Meßpunkten eine genaue Fehlerabschätzung nötig ist.

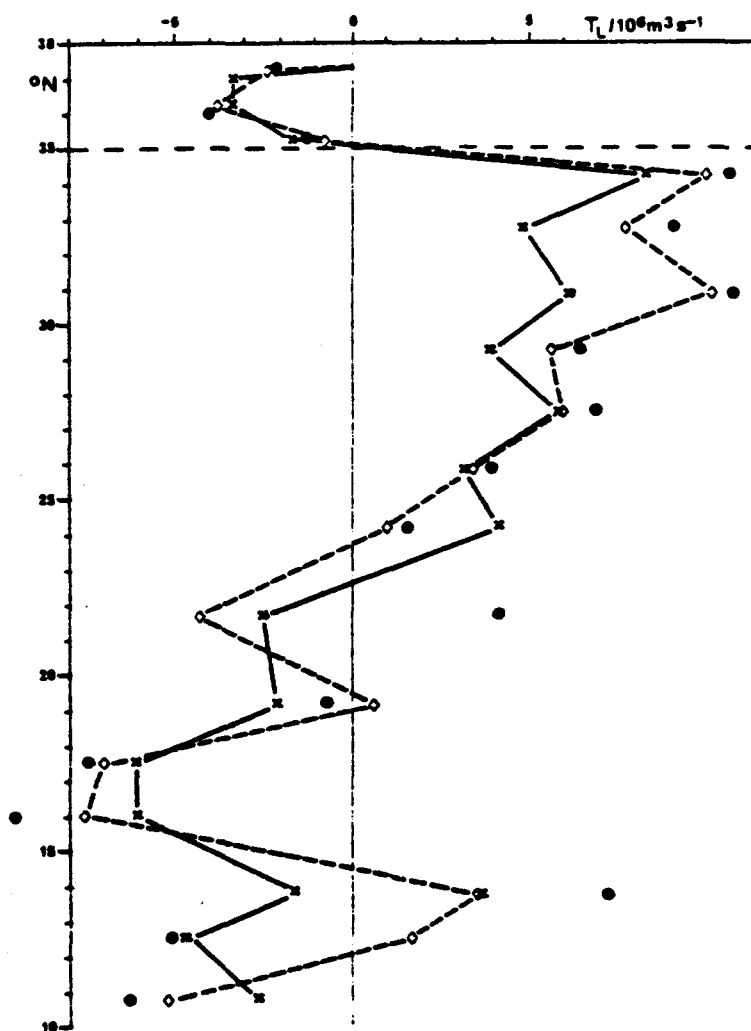


Abbildung 23

Kummulative Transporte aus dem METEOR-Schnitt auf 33°W 0 - 800 m. (Positiver Transport nach Osten). Durchgezogene Linie: Original-Dichtedaten; gestrichelte Linie: TS-Methode (2 Kurven); Punkte: TS-Methode (1 Kurve).

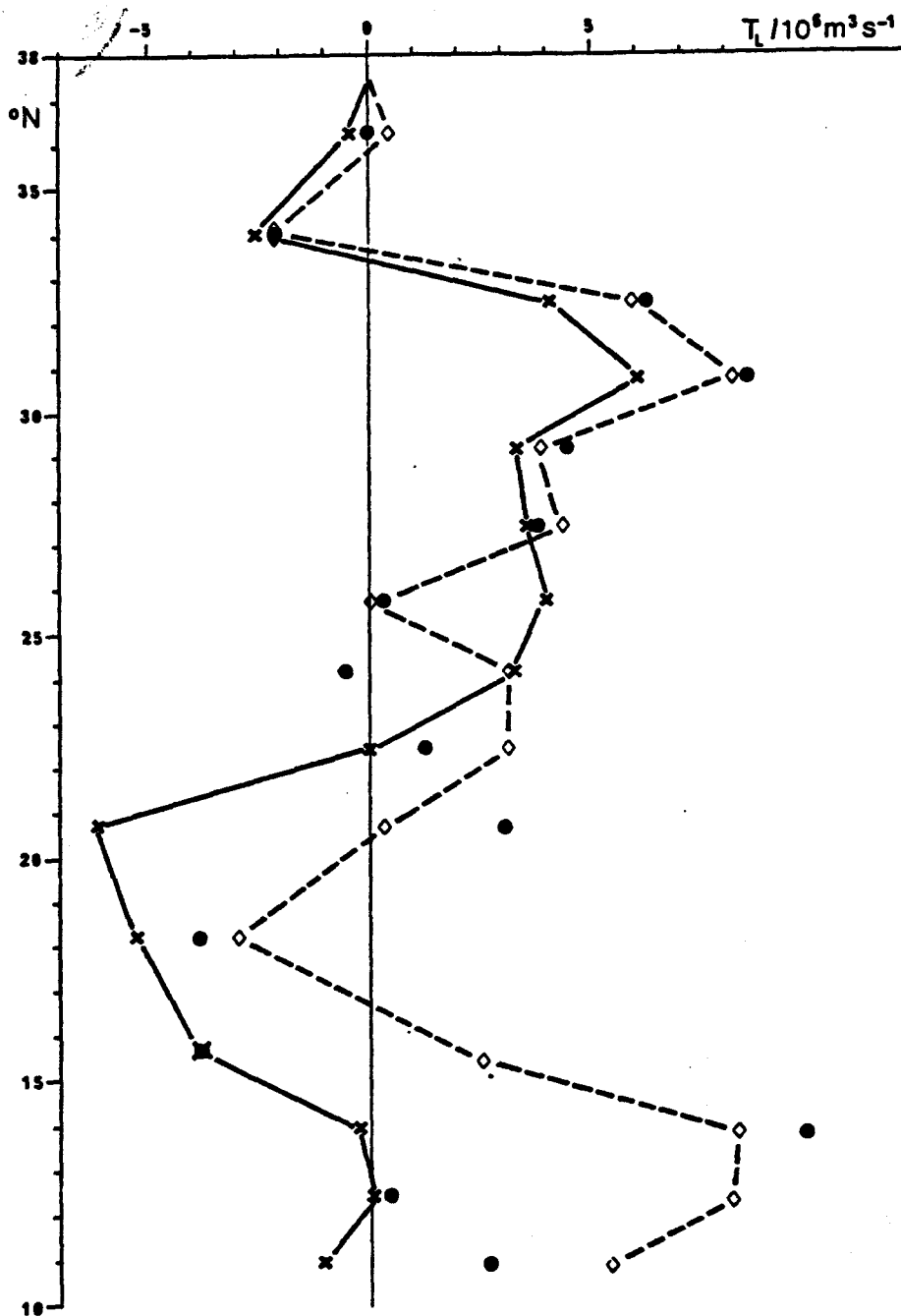


Abbildung 24

Kummulative Transporte aus dem METEOR-Schnitt auf 27°W
 0 - 800 m. (Positiver Transport nach Osten). Durchgezogene
 Linie: Original-Dichtedaten; gestrichelte Linie: TS-Methode
 2 Kurven); Punkte: TS-Methode (1 Kurve).



6. Potentielle Vorticity

6.1 Potentielle Vorticity als Indikator für Strömungen

In den letzten Jahren erschienen verstärkt Untersuchungen, die die potentielle Vorticity als Indikator für Wassermassen und Strömungen benutzten. Luyten, Pedlosky und Stommel (1983) stellten zum Beispiel ein Modell vor, bei dem die tieferen Dichte-Schichten des tropischen Ozeans im Bereich des Auftauchens der Isodensen an die Meeresoberfläche in nördlichen Breiten durch Ekman-pumping zu tiefgreifender Bewegung angeregt werden. Nach dem Abtauchen ist die Bewegung geostrophisch, und die potentielle Vorticity bleibt erhalten. Ein kritischer potentieller Vorticity-Wert trennt ventilierte von nicht ventilierten Gebieten. Im Nordatlantik wurde die nicht ventilierte Region unterhalb der Dichtefläche 27.4 kgm^{-3} gefunden.

Da die potentielle Vorticity zunehmend zur Untersuchung großräumiger Ausbreitungsvorgänge herangezogen wird, soll hier kurz auf die zugrundeliegende Theorie eingegangen werden. Die Ausgangsgleichung für die Betrachtung ist die Bewegungsgleichung, die aus der Impulserhaltung folgt. Die ausführliche Herleitung der Bewegungsgleichung wird bei Krauss (1973) gezeigt. Die folgende Betrachtung ist an Thomson und Stewart (1977) angelehnt. \underline{U} (u_r , u_ϕ , u_λ) sei die Geschwindigkeit der Flüssigkeit in sphärischen Koordinaten (r , ϕ , λ), wobei das Koordinatensystem an der rotierenden Erde angebracht ist, mit r positiv nach oben, ϕ ist die geographische Breite und λ ist die geographische Länge. Bei Vernachlässigung der Gezeitenkraft ergibt sich die allgemein bekannte Ausgangsgleichung

$$\frac{\partial \underline{U}}{\partial t} + (\underline{U} \cdot \nabla) \underline{U} + 2\Omega \times \underline{U} = -\nabla p / \rho + \nabla \phi + \nu \nabla^2 \underline{U}$$

(ϕ = Schwerepotential).

Nimmt man die Rotation dieser Gleichung ($\nabla \times$) und benutzt

$$\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + (\underline{U} \cdot \nabla), \text{ die relative Vorticity } \underline{\xi} = \nabla \times \underline{U}, \alpha = 1/\rho$$

das spezifische Volumen und berücksichtigt, daß $\nabla \times (\nabla \phi) = 0$ ist, so ergibt sich

$$\frac{D}{Dt} (\underline{\xi} + 2\underline{\Omega}) = [(\underline{\xi} + 2\underline{\Omega}) \cdot \nabla] \underline{U} - \nabla \alpha \times \nabla p + \nu \nabla^2 \underline{\xi}.$$

Benutzt man weiterhin die Massenerhaltung, ausgedrückt als $\nabla \cdot \underline{U} = 0$, bei einer inkompressiblen Flüssigkeit ohne Wärmequellen

$$\frac{D\rho}{Dt} = 0, \text{ und eliminiert den Druckterm, indem man das Skalarprodukt}$$

der Gleichung mit dem Dichtegradienten bildet und durch ρ dividiert, so ergibt sich mit der potentiellen Vorticity

$$q = (\underline{\xi} + 2\underline{\Omega}) \cdot \nabla \rho / \rho$$

$$\frac{Dq}{Dt} = \nu \nabla^2 \underline{\xi} \cdot \nabla \rho / \rho.$$

In Gebieten mit vernachlässigbarer molekularer Reibung, die in erster Linie an den Ozeanrändern zur Geltung kommt, wird aus dieser Gleichung eine Erhaltungsgleichung der potentiellen Vorticity

$$\frac{Dq}{Dt} = 0.$$

Die einzelnen Größen werden in einen mittleren Term und in die Fluktuationen $F = \bar{F} + F'$ aufgespalten, wobei gelten soll, daß der Mittelwert der Fluktuationen null ist: $\overline{F'} = 0$.

Unter Berücksichtigung der Kontinuitätsgleichung $\nabla \cdot \underline{U} = 0$ ergibt sich

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \bar{\underline{U}} \cdot \nabla \bar{q} + \overline{\underline{U}' \cdot \nabla q'} = 0,$$

bei Stationarität gilt dann

$$\bar{\underline{U}} \cdot \nabla \bar{q} = -\nabla \cdot \overline{\underline{U}' q'}.$$

Geht man davon aus, daß der Dichtegradient in erster Näherung nur von r abhängig ist $\rho = \rho(r)$ und daß die relative Vorticity ξ und deren horizontale Gradienten bei großräumigen Prozessen klein sind gegenüber der planetarischen Vorticity 2Ω und deren Gradienten, so wird die potentielle Vorticity zu

$$\bar{q} = \frac{(\xi_r + 2\Omega_r)}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial r}$$

bzw. für ein rechtwinkliges Koordinatensystem mit $2\Omega = f$

$$\bar{q} = \frac{(\xi_z - f)}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z}.$$

Bei einer Skalenbetrachtung wird ξ durch U/L abgeschätzt.

Bei einer Geschwindigkeit von 2 cm s^{-1} und $L = 200 \text{ km}$ ergibt sich $\xi = 10^{-7}$, während bei 30°N $f = 3 \times 10^{-5}$ beträgt. ξ ist also klein gegenüber f , und die potentielle Vorticity für die großräumige Zirkulation auf Dichteflächen wird zu

$$\bar{q} = - \frac{f}{\rho_0} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z}.$$

McDowell et al. (1982) benutzten diese Näherung für Skalen, die größer waren als der Rossby-Radius $R = NH/f$ ($N^2 = -g/\rho_0 \cdot \partial\rho/\partial z$, H = Tiefe). Auf Flächen gleicher potentieller Dichte folgt die Zirkulation unter den oben gemachten Vernachlässigungen den Linien $q = \text{konstant}$ (Isotrophen).

6.2 Potentielle Vorticity auf Dichteflächen des gemittelten Datensatzes

Unter Benutzung der Beziehung

$$q \approx - \frac{f}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} \quad (z \text{ positiv nach unten})$$

wird die potentielle Vorticity für die Dichteprofile der mittleren $3 \times 3^\circ$ -Felder berechnet. Mit kubischen Splineprozeduren werden die Dichtewerte für 5 m-Intervalle bestimmt und dann wird über 10 m (Δz) differenziert. Entsprechend den Dichteflächen, die Sarmiento, Rooth und Roether (1982) für Untersuchungen der Tritiumsausbreitung benutzten, wird hier die Verteilung der potentiellen Vorticity auf den Dichteflächen $\sigma_\theta = 26.5, 26.8, 27.1$ und 27.4 kgm^{-3} erstellt. Die Werte der potentiellen Vorticity auf den Dichteflächen differieren noch recht stark, was darin begründet liegt, daß die Interpolationstiefe sehr gering ist und die Profile aus Daten verschiedener Jahre stammen.

McCartney (1982) hat gezeigt, daß zeitliche Variationen in der potentiellen Vorticity auftreten, die in der Größenordnung der räumlichen Änderungen liegen. Somit wäre es wünschenswert, einen synoptischen Datensatz zu benutzen. Um den Fehlereinfluß des nichtsynoptischen Datensatzes und der geringen Interpolationstiefe zu verringern, werden die Daten der potentiellen Vorticity flächenhaft mit einem doppelten Chebyshev-Polynom vom dritten Grad in x- und y-Richtung geglättet. Der Einfluß des Rauschens wird wiederum durch den von Fiadeiro und Veronis (1982) be-

nutzten Test mit denselben Amplituden, wie in Kapitel 4.3 angegeben untersucht. Das Rauschsignal wird auf die mittleren Profile aufaddiert, und die potentielle Vorticity wird erneut berechnet. Die Werte der potentiellen Vorticity auf den Dichteflächen werden mit dem zweidimensionalen Chebyshev-Polynom geglättet. Die Abweichung der Isotrophen mit und ohne Rauschen ist nicht unerheblich, jedoch bleibt die in den Abbildungen enthaltene Information über die großräumige Zirkulation vollständig erhalten. In den folgenden Abbildungen sind einzelne Isotrophen des verrauschten Datensatzes eingezeichnet. Die geglättete potentielle Vorticity auf der Dichtefläche $\sigma_\theta = 26.5 \text{ kgm}^{-3}$ (Abb. 25) zeigt, daß die Isotrophen ($q = \text{konstant}$) im Bereich des antizyklonalen Wirbels zwischen 35°N und 17°N in derselben Richtung laufen, wie das abgeleitete mittlere Strömungsfeld der obersten 200 m (Abb. 19). Nördlich von 35°N existiert ein Gebiet hoher potentieller Vorticity, das nicht mit dem Stromfeld übereinstimmt. Die Tiefe der σ_θ -Fläche liegt in diesem Gebiet in Tiefen zwischen 25 und 50 m, im Gegensatz zu einer Tiefenlage von 100 - 250 m im Gebiet südlich von 35°N . Dieses Gebiet nördlich von 35°N liegt in einer Region, in der der Dichtehorizont die Oberfläche erreicht. Die Erhaltung der potentiellen Vorticity gilt hier nicht mehr.

In den Tropen zwischen 28° und 34°W nimmt die potentielle Vorticity nach Norden hin ab, entsprechend der Situation, die von McDowell, Rhines und Keffer (1982) beschrieben wurde. Sie fanden, daß dieses Gebiet anfällig für barokline Instabilitäten ist, die eine Quelle für Wirbelaktivität sein können. Die Auffächerung der Isotrophen im tropischen Ostatlantik südlich der Kapverdischen Inseln findet sich im Transportfeld der obersten 200 m (Abb. 19) in der Aufteilung von Ost- und Westtransport in dem gleichen Bereich wieder.

Die potentielle Vorticity auf der Dichtefläche $\sigma_\theta = 26.8 \text{ kgm}^{-3}$ (Abb. 26) kommt im Norden ebenfalls in den Bereich der Oberfläche, was zu den hohen Werten der potentiellen Vorticity führt.

Im Gebiet südlich von 35°N liegt dieser Dichtehorizont in einer Tiefe von 80 - 400 m. Der südliche Teil wird durch eine Homogenisierung der Isotrophen bestimmt. Diese Homogenisierung in mittleren Tiefen ist aus der Theorie von Rhines und Young (1982) vorhergesagt worden. Sarmiento et al. (1982) beschrieben in diesem Bereich eine Homogenisierung im Salzgehalt und in der potentiellen Vorticity. Stommel und Armi (1983) fanden in ihren Untersuchungen des β -Dreieckes, daß ihre Rechnungen in dem Intervall 200 - 400 m schlecht konditioniert sind, da der Gradient von q auf σ_{θ} -Flächen sehr klein ist. Betrachtet man hingegen die Tiefenverteilung der Dichtefläche, so spiegelt sich darin die antizyklonale Rezirkulation wider (Abb. 27). Wie auch bei den anderen Tiefenhorizonten liegt die Dichtefläche im Zentrum der Rezirkulation bei etwa 30°N 33°W am tiefsten. Beim Durchqueren der Rezirkulation von diesem Zentrum aus steigt die Dichtefläche zu immer geringeren Tiefenwerten hin an. Die Tiefenverteilung wird, wie zuvor die potentielle Vorticity, mit einem Chebyshev-Polynom geglättet. Auch hier werden Tiefenlinien eines mit Rauschen überlagerten Feldes zusätzlich eingezeichnet (Abb. 27).

Die potentielle Vorticity auf der Dichtefläche $\sigma_{\theta} = 27.1 \text{ kgm}^{-3}$ (Abb. 28) liegt im gesamten Ostatlantik in Tiefen zwischen 300 m und 625 m und kommt hier nicht mit der Oberfläche in Berührung. Die Isolinien der potentiellen Vorticity sind wieder wirbelförmig, jedoch zeigt der Wirbel hier keine so große Ausdehnung nach Süden wie der Wirbel auf der $\sigma_{\theta} = 26.5 \text{ kgm}^{-3}$ -Fläche. Diese Situation entspricht gut den Ergebnissen der geostrophischen Rechnungen, die in größeren Tiefen eine geringere Ausdehnung der Rezirkulation nach Süden ergeben. Im Gegensatz zu der eindeutigen Ostströmung in größeren Tiefen aus den geostrophischen Rechnungen, deutet die potentielle Vorticity auf eine Südostströmung westlich der Azoren hin.

Die Isolinien der potentiellen Vorticity auf der Dichtefläche $\sigma_\theta = 27.4 \text{ kgm}^{-3}$ (680-870 m) verlaufen annähernd in Ost-West-Richtung, bedingt durch die Breitenabhängigkeit von f (Coriolisparameter). Eine Wirbelstruktur ist nicht zu erkennen, und die Tiefenlage der Dichtefläche zeigt nur eine schwache Vertiefung im Bereich um 30°N 33°W . In der Region nördlich von 25°N gibt es eine schwache Neigung der Isotrophen von Nordosten nach Südwesten. Es findet hier ein Übergang zu einem neuen Strömungssystem statt, das keinen Wirbel im Ozean bildet, sondern Wasser aus der Irminger See im Nordosten zur Karibik im Südwesten transportiert (McDowell et al. 1982).

Die Untersuchung der potentiellen Vorticity auf Dichteflächen bestätigt gut die Ergebnisse des geostrophischen Strömungsfeldes mit der antizyklonalen Rezirkulation sowie der geringeren Ausdehnung der Rezirkulation nach Süden bei zunehmender Tiefe. Im Gegensatz zu den Ergebnissen der Geostrophie, bei denen eine Vorgabe einer Referenztiefe nötig ist, sind die Ergebnisse der potentiellen Vorticity völlig unabhängig von einer solchen Vorgabe. Sie bilden somit einen guten Test für das zuvor bestimmte geostrophische Strömungsfeld.

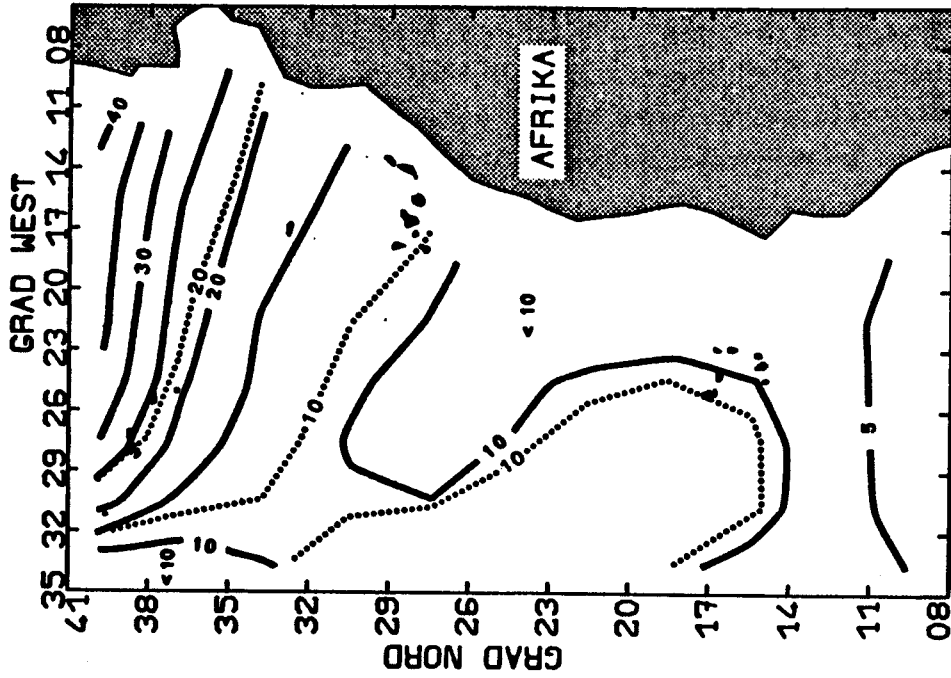


Abbildung 25
Geglättete potentielle Vorticity $\sigma_0 = 26.5 \text{ kgm}^{-3}$ auf der Dichtefläche $\sigma_0 = 26.5 \text{ kgm}^{-3}$. Gepunktete Linie: Daten mit aufaddiertem Rauschen.

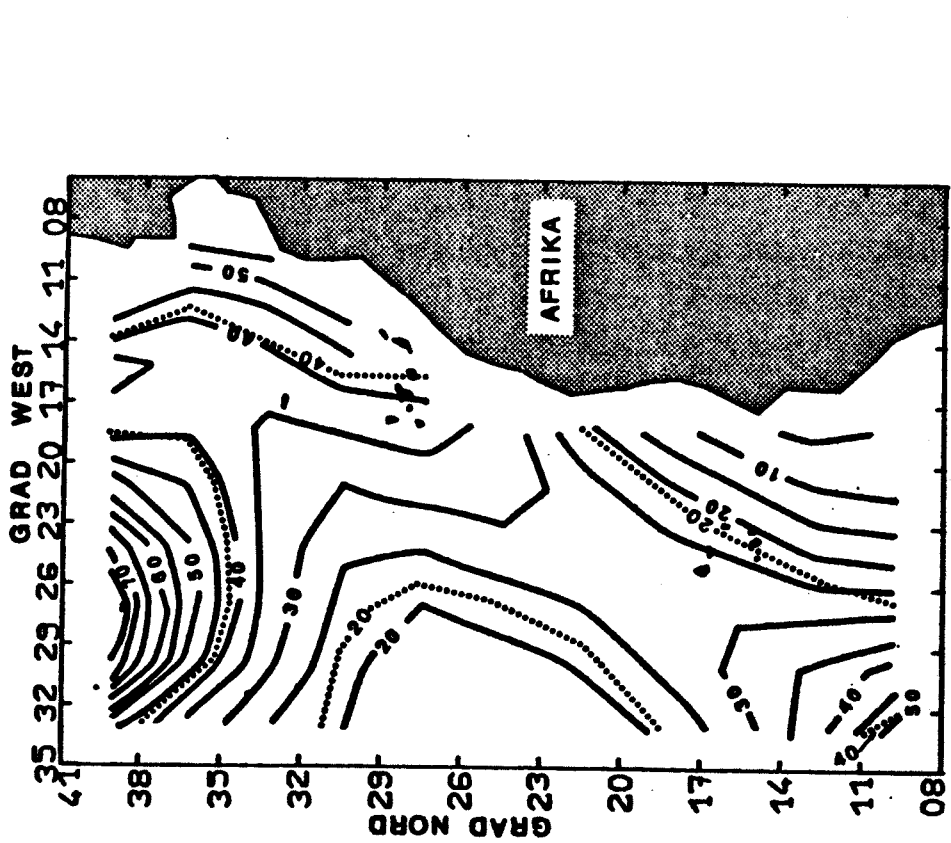


Abbildung 26
Geglättete potentielle Vorticity $\sigma_0 = 26.8 \text{ kgm}^{-3}$ auf der Dichtefläche $\sigma_0 = 26.8 \text{ kgm}^{-3}$. Gepunktete Linie: Daten mit aufaddiertem Rauschen.

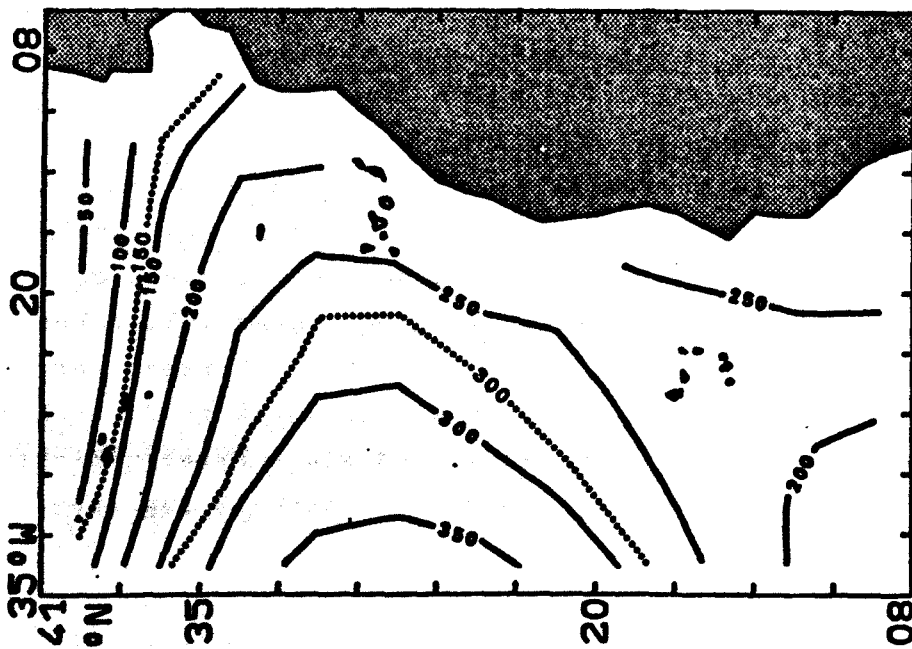


Abbildung 27
Tiefe in m der Dichtefläche
 $\sigma_\theta = 26.8 \text{ kgm}^{-3}$.
Gepunktete Linie: Daten mit
aufaddiertem Rauschen.

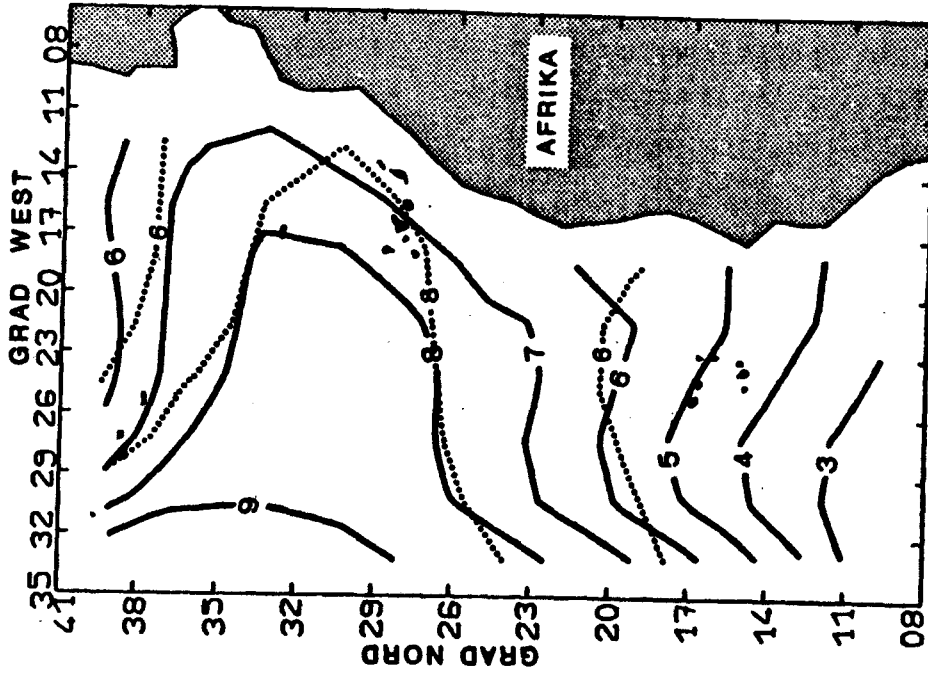


Abbildung 28
Geglättete potentielle Vorticity
 $\times 10^{14} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ auf der Dichtefläche
 $\sigma_\theta = 27.1 \text{ kgm}^{-3}$. Gepunktete Linie:
Daten mit aufaddiertem Rauschen.

6.3 Potentielle Vorticity auf hydrographischen Schnitten

Neben der Berechnung der potentiellen Vorticity auf Dichteflächen aus den gemittelten Daten wird die potentielle Vorticity für die METEOR-Daten aus dem März und April 1982 und für den IGJ-Schnitt von F.S. CRAWFORD auf $40^{\circ}15'N$ aus dem Oktober 1957 berechnet. Die Dichtedaten werden mit Splineprozeduren wieder auf 5-m-Intervalle interpoliert und dann in diesem Fall über 20-m-Intervalle differenziert. Eine weitere Glättung mit Hilfe des Chebyshev-Polynoms war nicht erforderlich.

Die Verteilung der potentiellen Vorticity auf dem METEOR-Schnitt bei $27^{\circ}W$ ist in Abbildung 29 über die Dichte und in Abbildung 30 über die Tiefe aufgetragen. Wiederum wird ein Rauschsignal auf die Daten aufaddiert. Im Gegensatz zu den übrigen Rechnungen wird in diesem Fall die Amplitude für den Salzgehalt und für die Temperatur zu 0.01×10^{-3} und $0.015^{\circ}C$ entsprechend der Abschätzung in Kapitel 2.2 gewählt. Der Wert für die Tiefe wird mit 0.5 % der aktuellen Tiefe wie zuvor beibehalten. Für ausgewählte Werte der potentiellen Vorticity sind die Meßwerte in den Abbildungen 29 und 30 markiert. Anders als bei den Verteilungen der potentiellen Vorticity auf Dichteflächen sind hier die Abweichungen gering. Zu beachten ist bei den Abbildungen 29 und 30 die Änderung der Abstände der Isolinnien bei $10 \times 10^{-14} m^{-1} s^{-1}$. Die Verteilung der potentiellen Vorticity über die Dichte (Abb. 29) zeigt eine Region geneigter Isotrophen, die im Süden bei $\sigma_{\theta} = 26.5 \text{ kgm}^{-3}$ liegen und auf Werte $\sigma_{\theta} > 27.5 \text{ kgm}^{-3}$ im Norden fallen. Dies zeigt wiederum die geringere Ausdehnung der Rezirkulation nach Süden mit zunehmender Tiefe. Die Neigung der Isolinien endet bei $32^{\circ}N$ und $\sigma_{\theta} = 27.6 \text{ kgm}^{-3}$, unterhalb eines Maximums in der potentiellen Vorticity. McDowell et al. (1982) fanden solch ein Maximum der potentiellen Vorticity im westlichen Nordatlantik in derselben geographischen Breite in 800 m Tiefe, und sie schrieben diese Erscheinung der Konvergenz der Isopyknen unterhalb des subtropischen Wirbels zu.

Zwei Minima der potentiellen Vorticity sind auf der Dichtefläche bei etwa $\sigma_\theta = 27.1 \text{ kgm}^{-3}$ zu finden. Diese stehen in Übereinstimmung zu den von McCartney (1982) gefundenen Minima auf zonalen IGJ-Schnitten auf 36°N und 24°N . Er bestimmte die Dichte der Minima zu $\sigma_\theta = 27.15 \text{ kgm}^{-3}$. Diese Dichtefläche erreicht die Meeresoberfläche bei 50°N im östlichen Nordatlantik. McCartney schloß daraus auf einen direkten Beweis einer Advektion im Ostatlantik nach Süden. Er benutzte dabei nicht den IGJ-Schnitt des F.S. CRAWFORD auf $40^\circ 15'\text{N}$. Die potentielle Vorticity auf diesem Schnitt wird berechnet (ohne Abbildung), um der Frage der Advektion nachzugehen. In den Ergebnissen des CRAWFORD-Schnittes zeigt sich, daß ein Minimum der potentiellen Vorticity auf der 27.15 Dichtefläche nur östlich von 22°W erscheint. Dies ist das Gebiet, in dem die geostrophischen Rechnungen den Portugal-Strom liefern. Bei dem abgeleiteten Stromfeld im Ostatlantik ist es nicht möglich, daß dieses Wasser nach Westen transportiert wird, um auf dem Schnitt bei 27°N nördlich von 30°N als Minimum zu erscheinen. Dieser Wasserkörper muß mit dem Stromsystem südlich der Azoren aus Westen antransportiert werden. Eine Advektion im Bereich des Portugal-Stroms existiert, sie allein genügt aber nicht, um die von McCartney gefundene Verteilung der potentiellen Vorticity bei dem vorhandenen Stromfeld zu erklären, sondern ein Teil des Wassers mit dem Minimum der potentiellen Vorticity muß westlich der Azoren dem Ostatlantik zugeführt werden.

Die Umkehrung der Gradienten der potentiellen Vorticity in der Region $16\text{--}20^\circ\text{N}$ im Dichtebereich $\sigma_\theta = 26.2\text{--}26.6 \text{ kgm}^{-3}$ ist als ein Indikator für den Nordäquatorialstrom zu sehen. McDowell et al. (1982) beschrieben und fanden diese Umkehrung im westlichen Nordatlantik bei $12\text{--}18^\circ\text{N}$.

Das subtropische 'Mode Water' wird im westlichen Nordatlantik als ein Minimum der potentiellen Vorticity nahe bei $\sigma_\theta = 26.5 \text{ kgm}^{-3}$ gefunden. Es gibt Hinweise darauf, daß dieser

Wasserkörper auch im Ostatlantik auftreten kann. In dem Schnitt der potentiellen Vorticity aus den METEOR-Daten im Frühjahr 1982 (Abb. 29) ist das subtropische 'Mode Water' jedoch nicht zu finden.

Die Darstellung der potentiellen Vorticity über die Tiefe (Abb. 30) zeigt, daß die Darstellung der potentiellen Vorticity über die Dichte den oberen Bereich der Wassersäule streckt und den tieferen Teil zusammendrückt. Die Neigung der Isotrophen durch den Einfluß der Rezirkulation reicht im Norden bis in Tiefen von etwa 1100 m. Das isolierte Maximum der potentiellen Vorticity nördlich von 30°N liegt wie bei McDowell et al. (1982) in etwa 800 m Tiefe. Der Dichtegradient in den obersten 300 m des tropischen Ostatlantiks ist so groß, daß es zeichnerisch nicht möglich ist, Werte der potentiellen Vorticity, die größer als $20 \times 10^{-14} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ sind, zu zeichnen, so daß die Umkehr der Gradienten der potentiellen Vorticity durch den NEC in Abbildung 30 nicht zu sehen ist.

Die Ergebnisse der Meridionalschnitte im Ostatlantik stimmen recht gut mit den Resultaten im Westatlantik (McDowell et al. 1982) überein. Neue, vom Westatlantik unterschiedliche Erscheinungen, treten bei den Schnitten im Ostatlantik nicht auf.

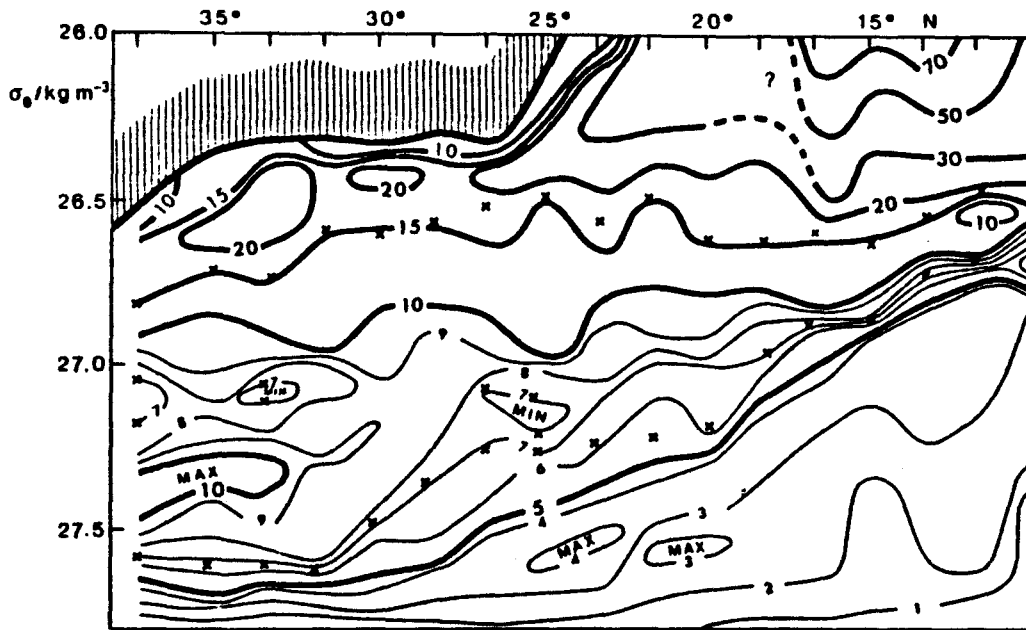


Abbildung 29

Meridionalchnitt der potentiellen Vorticity in $10^{14} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ über die potentielle Dichte entlang 27°W aus den METEOR-Daten. Kreuze: Lage der Isotrophen 7 und $15 \times 10^{-14} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ bei aufaddiertem Rauschen.

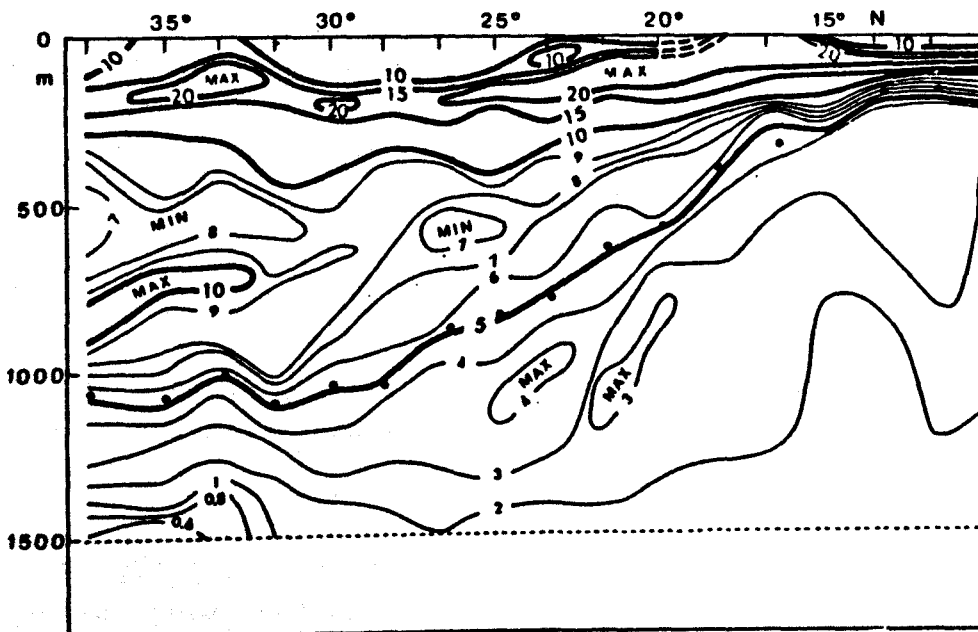


Abbildung 30

Meridionalchnitt der potentiellen Vorticity in $10^{14} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ über die Tiefe entlang 27°W aus den METEOR-Daten. Punkte: Lage der $5 \times 10^{-14} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ Isotrope bei aufaddiertem Rauschen.

7. Wärmetransporte

7.1 Methoden zur Bestimmung der Wärmetransporte

Die Kenntnis der Transportvorgänge im Ozean ist von großer Wichtigkeit, wenn der Einfluß des Ozeans auf die Wärmetransporte der Erde und damit auf das Klima bestimmt werden soll. Die Verteilung der von der Sonne eingestrahltten Energie auf der Erde ist ungleichförmig. Der Ozean dient als Wärmespeicher, in dem im Sommer große Mengen von Energie aufgenommen und im Winter wieder freigesetzt werden. Dieser Effekt verursacht eine Reduktion der saisonalen Schwankungen des Klimas. Bei der Untersuchung der Wärmebilanz der Deckschicht zeigte sich, daß in Gebieten mit starker Advektion diese einen starken Einfluß auf den Wärmehalt ausübt. In Gebieten, wie dem zentralen Nordpazifik, wo Advektion eine geringe Rolle spielt, gelingt es, die Sprungschichttiefe und die Deckschichttemperatur durch eindimensionale Modelle zu beschreiben (Siedler 1980). Von den Tropen, dem Gebiet mit einem Überschuß an Energiezufuhr, wird Energie in die polaren Regionen transportiert. Ohne diesen Energietransfer würden die zonalen Klimagegensätze auf der Erde erheblich größer sein. Der Mechanismus für die Wärmetransporte wird seit langer Zeit untersucht. Der Transport von Wärme in der festen Erde ist vernachlässigbar. Verantwortlich für die Abgabe von Energie an polare Regionen sind die Atmosphäre und der Ozean. Eine endgültige Klärung, welchen Anteil die Atmosphäre und der Ozean haben, steht noch aus. Der Ozean scheint den Haupttransport in den niederen Breiten durchzuführen, während die Atmosphäre für den Transport in den mittleren und hohen Breiten verantwortlich ist.

Der Anteil des Ozeans am Gesamttransport kann indirekt oder direkt bestimmt werden. Bei der indirekten Bestimmung werden die Ein- und Ausstrahlung am Rande der Atmosphäre sowie die atmosphärische Wärmespeicherung bestimmt. Der Restbetrag der Bilanzrechnung unter Voraussetzung von Energieerhaltung wird dem

Ozean zugeschrieben. Solche Abschätzungen wurden von Vonder Haar und Oort (1973) für die Nordhalbkugel durchgeführt. Ihren Ergebnissen zufolge transportiert der Ozean im Bereich 30-35°N 47 % der berechneten Energie von $1.7 \times 10^{22} \text{ cal a}^{-1}$. Bei 20°N ist der Anteil des Ozeans am Gesamttransport mit 74 % maximal. Für den Bereich 0-70°N ist der Ozean im Mittel mit 40 % am Transport beteiligt. Untersuchungen zum Jahresgang des Wärmetransportes wurden von Oort und Vonder Haar (1976) durchgeführt. In den Tropen, zwischen 10°N und 20°N, fanden sie große Änderungen in der Wärmespeicherung des Ozeans mit einem Maximum im Frühjahr und einem Minimum im Spätsommer. Zwischen 10°N und 20°N schwankt der Nordtransport von Wärme im Ozean stark. Es wird ein Maximum von 4 bis $5 \times 10^{15} \text{ W}$ im Frühjahr und Spätherbst erreicht. Nahe dem Äquator kehrt der Transport im Jahresgang in der Richtung um und ist auf die Winterhemisphäre gerichtet.

Eine zweite indirekte Methode stellt die Berechnung der Differenz aus dem Wärmegewinn bzw. -verlust an der Meeresoberfläche und der zeitlichen Ableitung des Wärmeinhaltes der Wasserschule dar. Neuere Ergebnisse mit dieser Methode sind bei Hastenrath (1982) und bei Weare, Strub und Samuel (1981) zu finden.

Bei der direkten Bestimmung des Wärmetransportes müssen die Geschwindigkeitsverteilung im Ozean sowie die Temperaturverteilung bekannt sein. Der meridionale Wärmefluß H ist gegeben als

$$H = \int \int \rho C_p \theta v dz dx.$$

Die Integration wird entlang eines Breitenkreises über die Tiefe ausgeführt, wobei ρ die Dichte, C_p die spezifische Wärme von Seewasser bei festem Druck, θ die potentielle Temperatur und v die Nordkomponente der Geschwindigkeit sind. Diese Formel gilt nur, wenn der gesamte Volumentransport über den Schnitt gleich Null ist. Wenn ein Volumentransport vorhanden ist, ist der berechnete Wert von der Wahl der Temperaturskala abhängig.

Die benutzte Temperaturskala muß angegeben werden. In diesem Fall beschreibt das Ergebnis der obigen Formel den Temperaturfluß.

Hall und Bryden (1982) berechneten mit der direkten Methode den Wärmetransport nach Norden im Atlantischen Ozean bei 25°N . Ein Schnitt durch den gesamten Atlantik wurde zusammengesetzt aus direkten Geschwindigkeitsmessungen in der Floridastraße und den geostrophischen Transporten aus einem IGJ-Schnitt sowie dem Ekman-Strom aus den Windschubspannungsdaten. Der Wärmetransport nach Norden im Atlantik bei 25°N wurde so zu $1.2 \times 10^{15} \text{W}$ mit einem Fehler von $0.3 \times 10^{15} \text{W}$ bestimmt. Roemmich (1980) benutzte ebenfalls die direkte Methode und bestimmte die Geschwindigkeit entlang zweier Breitenkreise über den gesamten Atlantik mit der inversen Methode. Er erhielt einen Wärmetransport nach Norden von $1.2 \times 10^{15} \text{W}$ bei 24°N und $0.8 \times 10^{15} \text{W}$ bei 36°N .

Eine ausführliche, zusammenfassende Darstellung über die zwei indirekten Methoden und die direkte Methode findet man bei Fahrbach (1983) sowie bei Bryden (1983) mit besonderer Berücksichtigung der Ergebnisse des Zeitraumes von 1979-1982.

7.2 Meridionale Temperaturflüsse

Unter Verwendung der in dieser Arbeit bestimmten Nullschichttiefe und den resultierenden Geschwindigkeitsverteilungen der geostrophischen Rechnungen sowie den Verteilungen der Dichte und der potentiellen Temperatur, bezogen auf die Celsius-Skala, ist es möglich, die Temperaturflüsse im Ostatlantik mit der direkten Methode zu bestimmen. Der Wert für C_p wird mit $4.2 \text{ J g}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ als konstant angesetzt. Das Ergebnis liefert den Anteil des geostrophischen Transports, der Anteil aus dem Ekman-Transport ist darin nicht enthalten. Die Resultate ergeben den Temperaturfluß für den Ostatlantik östlich von 35°W . Diese durch die Daten hervorgerufene räumliche Beschränkung verhindert einen direkten Vergleich mit den Ergebnissen der zonalen

Schnitte, die den gesamten Atlantik überspannen. Die dynamische Methode ist in Tiefen größer als 1000 m recht ungenau, da der Fehlereinfluß bei kleinen Geschwindigkeiten der dominierende Term werden kann. Andererseits ist die Temperatur im tiefen Ozean klein, so daß sich der Einfluß einer fehlerhaften Geschwindigkeit bei dem Temperaturfluß, der Integration über $\rho\theta v C_p$, nicht ganz so stark bemerkbar macht wie bei dem Massentransport, der Integration über ρv .

Bei den berechneten Temperaturflüssen stimmen die Werte der Flüsse bei einer Integration bis 1000 m Tiefe bzw. bis zum Boden in den meisten Fällen im Betrag weitgehend überein. Die meridionalen Temperaturflüsse im Ostatlantik in der Tiefe 0 - 200 m (Abb. 31) und 0 m - Boden (Abb. 32) werden graphisch dargestellt. Zum Vergleich mit den meridionalen Temperaturflüssen des geostrophischen Stromfeldes aus den mittleren Profilen werden die Flüsse für die IGJ-Schnitte berechnet und ebenfalls in die Abbildungen eingetragen. Die IGJ-Schnitte stammen aus den Monaten zwischen Oktober und Mai, sie geben somit den Zustand im Winterhalbjahr wieder.

In den obersten 200 m des Ostatlantiks nördlich von 23°N stimmen die Kurven aus den mittleren Profilen und aus den IGJ-Schnitten sehr gut überein (Abb. 31). Da die mittleren Profile eher das Sommerhalbjahr widerspiegeln, ist nördlich von 23°N in den obersten 200 m, die einen saisonalen Einfluß am stärksten wiedergeben müßten, kein jahreszeitlicher Effekt zu erkennen. Der IGJ-Schnitt bei 16°15'N wurde im November 1957 von dem F.S. CRAWFORD aufgenommen. Der Temperaturfluß dieses Schnittes ist nach Norden gerichtet, während aus den mittleren Profilen ein geostrophischer Temperaturfluß nach Süden resultiert. In den Ergebnissen von Oort und Vonder Haar (1976) ist in den Monaten April und November im zonalen Mittel zwischen 10 und 20°N ein maximaler Wärmetransport nach Norden vorhanden, der in den Monaten Juli bis September die Richtung umkehrt und Wärme nach Süden transportiert. Die oben beschriebenen geo-

strophischen Temperaturflüsse stehen in Übereinstimmung zu diesen Ergebnissen. Aus den geostrophischen Berechnungen folgt, daß bei den IGJ-Schnitten tropisches Wasser und damit Wärmeenergie bei 16°N nach Norden transportiert wird und zu dem NEC beiträgt, während sich aus den mittleren Profilen kein solcher geostrophischer Nordtransport ergibt. Diese geographische Breite stellt für den Ostatlantik den Umkehrpunkt zwischen Nord- und Südtransport der geostrophisch bedingten Temperaturflüsse dar.

Bedingt durch die Fehler bei der dynamischen Methode und das Rauschen bei den Temperaturflußberechnungen bis zum Meeresboden (Abb. 32) sind die beiden Kurven nicht so glatt wie bei den Temperaturflüssen der obersten 200 m. Die Ergebnisse aus der Tiefenschicht 0 - 200 m spiegeln sich auch in diesem Bild wider. Der maximale Temperaturfluß nach Süden findet im Ostatlantik bei etwa 30°N statt und beträgt $0.6 \times 10^{15} \text{W}$. Bei den geostrophischen Transporten liegt in dieser Breite der Übergang von Einstrom zu Ausstrom an der Westseite des untersuchten Gebietes.

Auf einem zonalen Schnitt durch den Atlantik zwischen den Bahamas und Afrika auf $24^{\circ}30'\text{N}$ fanden Hall und Bryden (1982) einen Temperaturfluß aus der geostrophischen Komponente, bezogen auf die Celsius-Skala von $1.58 \times 10^{15} \text{W}$ nach Süden. Zwischen 35°N und der afrikanischen Küste wird der Temperaturfluß nach Süden zwischen der Meeresoberfläche und dem Meeresboden hier mit $0.52 \times 10^{15} \text{W}$ aus den mittleren Profilen bestimmt. Die mittleren Profile in den obersten 1000 m liefern eine Südkomponente von $0.55 \times 10^{15} \text{W}$. Der Wert von $0.38 \times 10^{15} \text{W}$ für die Wassersäule bis zum Boden erscheint zu klein. Dies ist die Folge der ungenauen Geschwindigkeitsbestimmung in der Tiefsee. Ein Temperaturfluß von $0.5 \times 10^{15} \text{W}$ nach Süden erscheint realistisch. Somit findet ungefähr ein Drittel des südwärts gerichteten Temperaturflusses in der Breite von 24.5°N im Ostatlantik östlich von 35°W statt, während zwei Drittel

zwischen 35°W und den Bahamas transportiert werden müssen. Hall und Bryden (1982) benutzten für den Florida-Strom bei 24.5°N einen Nordtransport von $29.5 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, der durch einen geostrophischen Südtransport zwischen den Bahamas und Afrika kompensiert wird. Da der Ostatlantik einen Südtransport von der Größenordnung $10 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ aufweist, ist die Abschätzung von einem Drittel des Temperaturflusses in Übereinstimmung zu dem Ergebnis von Hall und Bryden.

Den Anteil des Ekman-Transportes auf dem gesamten Schnitt berechneten Hall und Bryden (1982) zu $0.53 \times 10^{15} \text{ W}$ nach Norden. Den Ekman-Transport bestimmten sie aus Daten der Windschubspannung zu $5 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ nach Norden. Für die Temperatur der Ekman-Schicht benutzten sie ein gewichtetes Mittel der Temperatur an der Oberfläche und in 50 m Tiefe mit $\theta = (\theta_0 + \theta_{50})/3$. Aus den Daten von Isemer (in Vorbereitung) läßt sich zwischen 35°W und der afrikanischen Küste für das Jahresmittel ein Ekman-Transport von $1.8 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ nach Norden bestimmen. θ wurde aus den mittleren Profilen nach der oben angegebenen Formel zu 23.1°C bestimmt. Damit ergibt sich hier ein Temperaturfluß aus der Ekman-Komponente von $0.18 \times 10^{15} \text{ W}$ nach Norden. In diesem Gebiet bei 24.5°N werden im Ostatlantik ca. 40 % des geostrophisch bedingten Temperaturflusses nach Süden durch die Nordkomponente des Ekman-Temperaturflusses balanciert. Der Nettotemperaturfluß im Ostatlantik bei 24.5°N beträgt demnach etwa $0.3 \times 10^{15} \text{ W}$ nach Süden. Ein möglicherweise vorhandener Temperaturfluß aus einem barotropen Transport ist dabei nicht berücksichtigt.

Der mittlere meridionale Ekman-Temperaturfluß wird für den Ostatlantik aus der Temperaturverteilung der mittleren Profile und dem mittleren Ekman-Transport berechnet, und die Resultate werden als gestrichelte Linie in die Abbildung 31 gezeichnet. Nördlich von 33°N ist der Ekman-Temperaturfluß nach Süden gerichtet und unterstützt den geostrophischen Temperaturfluß. Südlich von 33°N ist der Ekman-Temperaturfluß nach Norden gerichtet und wird in den Tropen zu einem dominierenden Prozeß.

Verschiedene Fehlerquellen der Temperaturflußberechnungen wurden von Hall und Bryden (1982) untersucht. Sie schätzten den Fehler durch Eddies auf den Wärmetransport sowie durch die Jahreszeiten auf jeweils 25 % ab. Abweichungen des Temperaturflusses können entstehen, wenn höhere Geschwindigkeiten mit höheren Temperaturen bzw. niedrigere Geschwindigkeiten mit niedrigeren Temperaturen als die Mittelwerte auftreten. Über die Statistik von Strommesserankerungen schätzten sie diesen Einfluß auf 3 %.

Tabelle 5

Meridionaler geostrophischer Temperaturfluß (W) in 10^{12} W aus mittleren Profilen auf $24^{\circ}30'N$ zwischen $35^{\circ}W$ und der afrikanischen Küste. Negativer Temperaturfluß ist nach Süden gerichtet. R.S. ist die hier bestimmte Referenztiefe (1230-1340 m). $\Delta W = W(R.S. \text{ Rauschen}) - W(R.S.)$.

Referenztiefe	0-200 m		0-1000 m		0-Boden	
	W	ΔW	W	ΔW	W	ΔW
R.S.	-346		-554		-384	
R.S.Rauschen I	-348	-2	-550	4	-331	53
R.S.Rauschen II	-332	14	-511	43	-319	65
R.S.Rauschen III	-344	2	-546	8	-378	6
	W	%R.S.	W	%R.S.	W	%R.S.
1000m	-344	99	-549	99	-359	93
1500m	-373	108	-637	115	-550	143
1700m	-380	110	-662	120	-604	157

Der Einfluß des Fehlers durch die Wahl der Referenztiefe und das Rauschen wird wie in Kapitel 5.2.2 für den Volumentransport hier für den geostrophischen Temperaturfluß auf dem Schnitt der mittleren Profile auf $24^{\circ}30'W$ abgeschätzt. Die Amplitude des aufaddierten Rauschens entspricht wieder den Werten,

die von Fiadeiro und Veronis (1982) angegeben wurden. Drei Datensätze mit Rauschen (Rauschen I - III) wurden erzeugt. Während die Abweichung des Temperaturflusses mit Rauschen in den obersten 200 m nur 4 % erreicht, wird die Abweichung für die gesamte Wassersäule maximal 17 % (Tabelle 5).

Aus der Tabelle 5 ist ferner zu entnehmen, daß die Änderung der Referenztiefe von der aktuellen Referenztiefe zwischen 1230 und 1340 m auf 1500 m in den obersten 1000 m einen Fehler von 15 % ergibt, der über die gesamte Wassersäule auf 43 % anwächst. Da sowohl Hall und Bryden (1982) als auch Roemmich (1983) den Nulldurchgang der Geschwindigkeit in etwa 1200 m mit unterschiedlichen Rechenmethoden fanden, scheint auf diesem Schnitt bei 24°30'N die Referenztiefe gut abgesichert zu sein. Zu berücksichtigen bleibt hier vor allem der Fehler des Rauschens und die Ungenauigkeit der dynamischen Methode bei Tiefen von mehr als 1000 m, die gerade bei dem Schnitt auf 24°30'N durch die starke Reduzierung des Temperaturflusses unterhalb von 1000 m deutlich wird.

Die Abweichung eines einzelnen Paares der mittleren Profile mit einem Abstand von etwa 300 km beträgt, bedingt durch das Rauschen in den obersten 200 m, maximal $9 \times 10^{12} \text{ W}$ und bei Berücksichtigung der gesamten Wassersäule maximal $53 \times 10^{12} \text{ W}$. Der Einfluß der Verschiebung der Referenztiefe auf 1500 m bei Einzelprofilen ist etwa 3 mal so groß wie der des Rauschens.

Ein Test wurde gemacht, den Wärmegewinn des Ozeans durch die Bestimmung der Temperaturflußdivergenz bzw. der Konvergenz aus $5 \times 6^\circ$ -Feldern der Meteordaten zu bestimmen. Die Ergebnisse zeigen einen Trend wie bei Behringer und Stommel (1981) mit einem hohen Wärmegewinn bei etwa 30° N und annähernd ausgeglichener Wärmebilanz bei 10° N . Die Ergebnisse sind jedoch äußerst empfindlich gegen geringe Änderungen der Referenztiefe bzw. gegen Rauschen. Die Ursache wird deutlich, wenn man berücksichtigt, daß die Zufuhr von 20 W m^{-2} auf ein $5 \times 6^\circ$ -Feld in

den Tropen eine Temperaturflußdivergenz von etwa $7 \times 10^{12} \text{ W}$ zur Folge hat. Dieser Wert entspricht aber noch dem des Rauschens. Außerdem ist der Beitrag der Ekman-Konvergenz erheblich. In dem Bereich $25^\circ\text{--}30^\circ\text{N}$, $27^\circ\text{--}33^\circ\text{W}$ beträgt die Konvergenz im April $0.92 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (berechnet aus Daten von H.J. Isemer). Bei einer Temperatur von 20°C entspricht dem ein Temperaturfluß von $77 \times 10^{12} \text{ W}$. Die Werte der Ekman-Konvergenz sind jedoch sehr variabel, so daß die Verwendung von Monatsmittelwerten Fehler in der Größenordnung der zu bestimmenden Temperaturflußdivergenz enthalten. Die Meteordaten reichen somit nicht aus, um den Wärmegewinn des Ozeans an der Meeresoberfläche zu bestimmen.

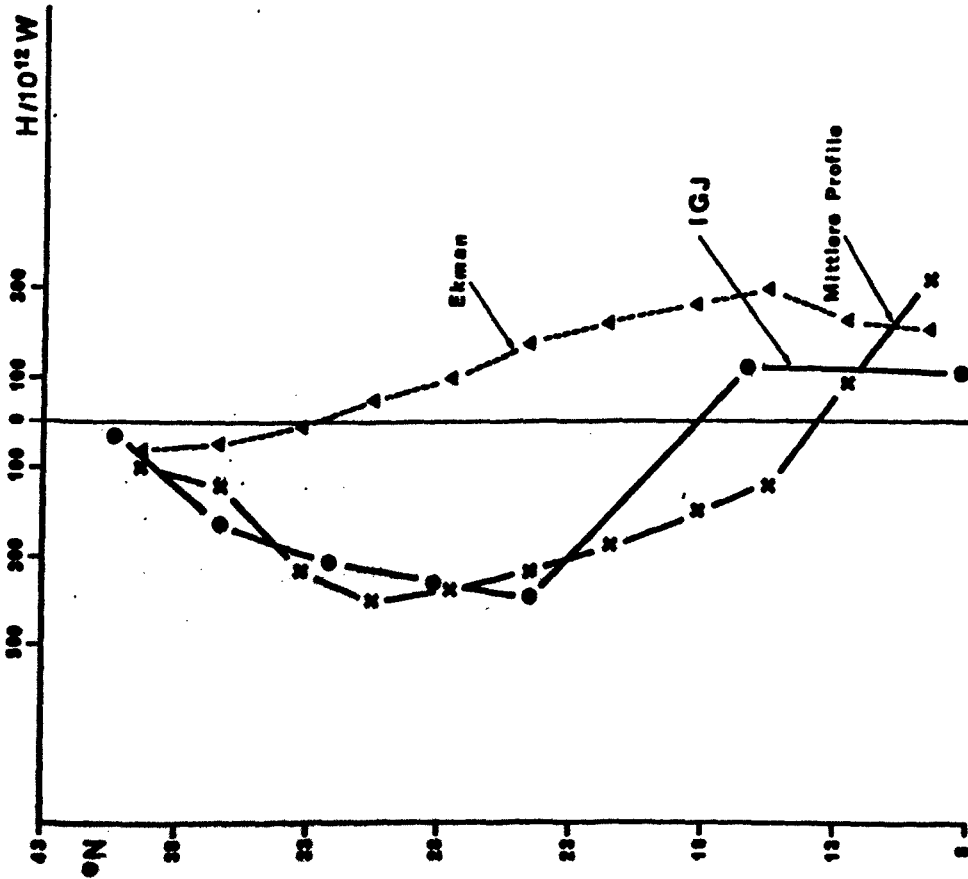


Abbildung 31
Temperaturfluß von 0-200 m Tiefe
zwischen 33°30'W und der afrikanischen
bzw. europäischen Küste. Positive
Werte bedeuten Transport nach N.

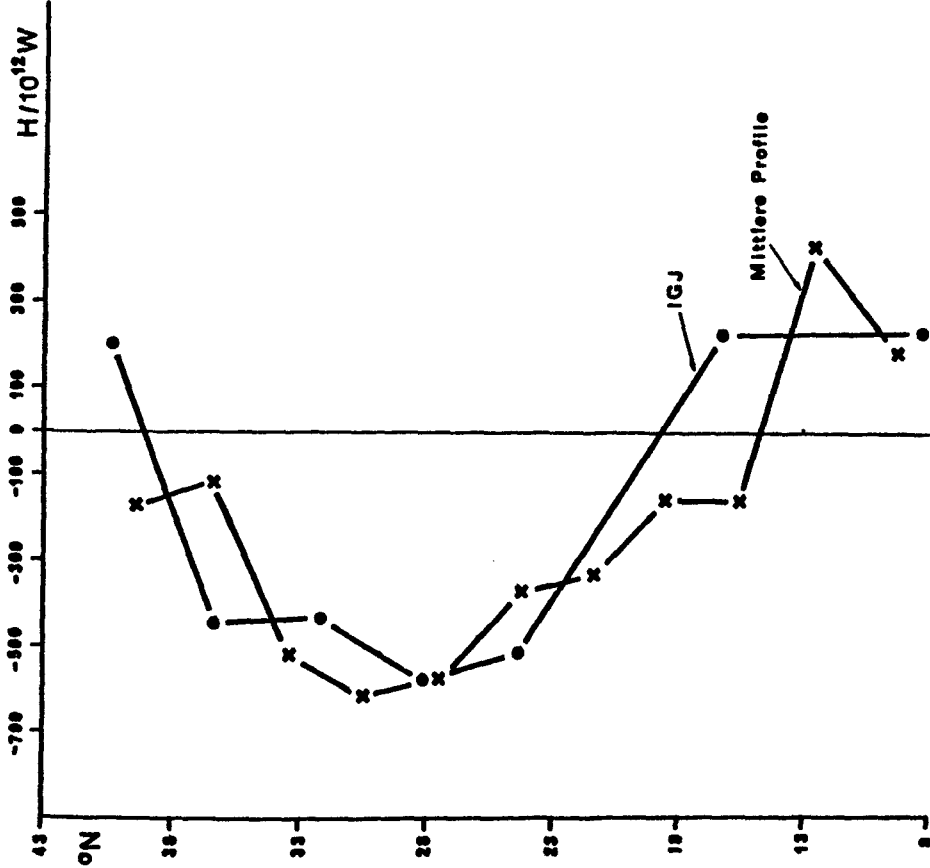


Abbildung 32
Temperaturfluß von 0 m bis zum
Meeresboden zwischen 33°30'W
und der afrikanischen bzw.
europäischen Küste. Positive Werte
bedeuten Nordtransport.

8. Zusammenfassung der Ergebnisse

Um eine Abschätzung der geostrophischen Strömungen in der Warmwassersphäre des Ostatlantiks zu erhalten, wurden hier die Wassermassenanalyse und die Defant'sche Methode sowie eine Massenerhaltungsmethode kombiniert, um eine Referenzfläche zu bestimmen, mit der das geostrophische Strömungsfeld berechnet werden kann. Die Existenz einer permanenten Fläche im Ozean, auf der beide Geschwindigkeitskomponenten gleichzeitig verschwinden, erscheint recht unwahrscheinlich (Olbers, Willebrand 1984), jedoch reicht ein Gebiet mit geringen Geschwindigkeitskomponenten als Referenztiefe aus, um die Transporte in der Warmwassersphäre zu bestimmen. Im tiefen Ozean sind die Geschwindigkeiten gering, so daß eine falsche Wahl der Referenztiefe dort starke Änderungen der Transporte verursacht.

Eine Referenzfläche wurde bestimmt, die in der Nähe der Azoren in 1200 m Tiefe liegt und in den Tropen auf 1500 m absinkt. Sie verläuft gegenläufig zu der Referenzfläche von Defant, die bei den Azoren in 1400 m Tiefe liegt und auf 550 m westlich der Kapverdischen Inseln ansteigt. Das mit dieser Referenztiefe berechnete Transportfeld steht in guter Übereinstimmung mit den Verteilungen der potentiellen Vorticity. Die potentielle Vorticity zeigt die Richtung der großskaligen Zirkulation an, ohne dabei von der Wahl einer Referenztiefe abhängig zu sein und stellt somit einen guten Test für das geostrophische Strömungsfeld dar.

Die Strömungen im Ostatlantik zeigen den Einfluß des subtropischen Wirbels. Dieser bewirkt mittlere Transporte östlich von 35°W von $11 \pm 1.6 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ in den obersten 1000 m. In einem schmalen Stromband bei 35°N südwestlich der Azoren strömt dieses Wasser nach Osten. Dieser Strom weitet sich aus und strömt in drei breiten Strombändern nach Süden. Das küstennahe Stromband ist der Kanarenstrom, dessen Wasser aus Westen kommend nördlich an Madeira vorbei fließt und dann nach Süden in den Kanaren-

strom dreht. Die Südgrenze des subtropischen Wirbels liegt bei 14°N . Nördlich von 14°N strömt das Wasser als Nordäquatorialstrom nach Westen. Die südliche Ausdehnung des subtropischen Wirbels nimmt mit zunehmender Tiefe ab. Der Transport des Portugalstroms, der früher als Hauptquelle des Transportfeldes des Ostatlantiks angesehen wurde, ist nachweislich klein gegenüber dem Osttransport südlich der Azoren. Der Vergleich des Transportfeldes aus den mittleren Profilen mit dem aus den aktuellen Daten von der METEOR-Fahrt im Frühjahr 1982 sowie mit den IGJ-Schnitten, die aus den Winterhalbjahren verschiedener Jahre stammen, zeigt keine wesentlichen Unterschiede, die auf einen Jahresgang des Transportfeldes schließen lassen könnten.

Aus dem Transportfeld wird der meridionale Temperaturfluß des Ostatlantiks berechnet. Bei $24^{\circ}30'\text{N}$ finden sowohl ein Drittel des Volumentransports der Rezirkulation als auch ein Drittel des nach Süden gerichteten Temperaturflusses des Ostatlantiks östlich von 35°W statt. Der Ostatlantik liefert also wesentliche Beiträge sowohl zum Volumen- wie zum Wärmetransport des subtropischen Wirbels.

Literaturverzeichnis:

- Armi, L. und H. Stommel 1983: Four views of a portion of the North Atlantic subtropical gyre. Journ. of Phys. Oceanogr., 13, 828-857.
- Barton, E.D. und P. Hughes 1982: Variability of water mass interleaving off N.W. Africa. Journ. of Marine Res., 40, 963-984.
- Behringer, D. und H. Stommel 1980: The beta spiral in the North Atlantic subtropical gyre. Deep-Sea Res., 27, 225-238.
- Behringer, D. und H. Stommel 1981: Annual Heat Gain of the Tropical Atlantic Computed from Subsurface Ocean Data. Journ. of Phys. Oceanogr., 11, 1393-1398.
- Bryan, K. 1983: Poleward heat transport by the ocean. Reviews of Geophysics and Space Physics, 21 No. 5, 1131-1137. (U.S. National report to International Union of Geodesy and Geophysics 1979-1982).
- Dantzler, H.L. Jr. 1977: Potential energy maxima in the North Atlantic subtropical gyre. Deep-Sea Res. 24, 225-238.
- Defant, A. 1941: Die absolute Topographie des physikalischen Meeresniveaus und der Druckflächen sowie die Wasserbewegungen im Atlantischen Ozean. Deutsche Atlantische Expedition "METEOR" 1925-1927, Vol. 6, Part 2, No. 5, 191-260.
- Defant, A. 1955: Die Ausbreitung des Mittelmeerwassers im Nordatlantischen Ozean. Papers in Marine Biology and Ocean., Pergamon, New York, 465-470.

- Dietrich, G., K. Kalle, W. Krauss und G. Siedler 1975:
Allgemeine Meereskunde, Borntraeger, Berlin, 593 pp.
- Dietrich, G. und J. Ulrich 1968: Atlas zur Ozeanographie. B.I.
Hochschulatlanten 76 pp.
- Düing, W., F. Ostapoff und J. Merle (Eds.) 1980: Physical
Oceanography of the Tropical Atlantic. GATE 1974, Uni-
versity of Miami, Florida, 117 pp.
- Ekman, V.W. 1923: Über Horizontalzirkulation bei winderzeugten
Meeresströmungen. Arkiv för Matematik, Astronomi och
Fysik, 34, 423-430.
- Emery, W.J. 1983: On the geographical variability of the upper
level mean and eddy fields in the North Atlantic and
North Pacific. Jour. of Phys. Oceanogr., 13, 269-291.
- Emery, W.J. and J.S. Dewar 1982: Mean Temperature-Salinity,
Salinity-Depth and Temperature-Depth Curves for the
North Atlantic and North Pacific. Prog. Oceanog., Vol.
11, 219-305.
- Fahrbach, E. 1983: Transportprozesse im zentralen Äquatorialen
Atlantik und ihr Einfluß auf den Wärmeinhalt. Berichte
aus dem Inst. für Meereskunde an der CAU-Kiel, 113, 146
pp.
- Fiadeiro, M.E. und G. Veronis 1982: On the determination of
absolute velocities in the ocean. Jour. of Marine Res.,
Supplement to Vol. 40, 159-192.
- Fiadeiro, M.E. und G. Veronis 1983: Circulation and heat flux
in the Bermuda Triangle. Journ. of Physical Oceanogr.,
13, 1158-1169.

- Fiúza, A.F.G. und D. Halpern 1982: Hydrographic observations of the Canary Current between 21°N and 25.5°N in March/April 1974. Rapp. P.-v.Réun. Cons. int. Explor. Mer, 180, 5-6, 47-53.
- Fomin, L.M. 1964: The dynamic method in oceanography. Elsevier Oceanogr. Series, Amsterdam, 212 pp.
- Hall, M.M. und H.L. Bryden 1982: Direct estimates and mechanisms of ocean heat transport. Deep-Sea Res., 29, 339-359.
- Hastenrath, S. 1982: On meridional heat transport in the world Ocean. Journ. of Phys. Oceanogr., 12, 922-927.
- Hellerman, S. 1980: Charts of the variability of the wind stress over the Tropical Atlantic. Deep-Sea Res., GATE-Supplement 2 to Vol. 26, 63-75.
- Hiller, W. und R.H. Käse 1983: Objective Analysis of Hydrographic data Sets from Mesoscale Surveys. Ber. Inst. für Meereskunde, Kiel 116, 78 pp.
- Holland, W.R. 1977: Oceanic general circulation models. In E.P. Goldberg, J.N. McCave, J.J. O'Brien, J.H. Steele, The Sea, Vol. 6, 3-45.
- Isemer, H.J. (in Vorbereitung): Bunker climate atlas of the North Atlantic Ocean. Part two: Energy budget and oceanographic transports.
- Jacobsen, J.P. 1929: Contribution of the hydrography of the North Atlantic: The DANA Expedition 1920-22. Oceanographical reports edited by the DANA-Committee, 1, 3, 98 pp.

- Käse, R.H. und G. Siedler 1982: Meandering of the subtropical front south-east of the Azores. *Nature*, 300, No. 5889, 245-246.
- Keffer, T. und P.P. Niiler 1982: Eddy convergence of heat, salt, density and vorticity in the subtropical North Atlantic. *Deep-Sea Res.*, Vol. 29, 201-216.
- Killworth, P.D. 1980: On determination of absolute velocities and density gradients in the ocean from a single hydrographic section. *Deep-Sea Res.* 27 A, 901-929.
- Krauss, W. 1973: *Methods and Results of Theoretical Oceanography I: Dynamics of the Homogeneous and the Quasi-homogeneous Ocean*. Gebr. Borntraeger, 302 pp.
- Lamb, P.J. und A.F. Bunker 1982: The Annual March of the Heat budget of the North and Tropical Atlantic Oceans. *Jour. of Phys. Oceanogr.* 12, 1388-1410.
- Luyten, J., J. Pedlosky und H. Stommel 1983: The ventilated thermocline. *Jour. of Phys. Oceanogr.*, 13, 292-309.
- Luyten, J. und H. Stommel 1982: Recirculation reconsidered. *Jour. of Mar. Res.*, Vol. 40 Supplement, 407-426.
- McCartney, M.S. 1982: The subtropical recirculation of Mode Waters. *Jour. of Mar. Res.*, Vol. 40 Supplement, 427-464.
- McDowell, S., P. Rhines und T. Keffer 1982: North Atlantic potential vorticity and its relation to the general circulation. *Jour. of Phys. Oceanogr.*, 12, 1417-1436.
- Meinke, J., G. Siedler und W. Zenk 1975: Some current observations near the continental slope off Portugal. *METEOR-Forschungsergebnisse, Reihe A*, No. 16, 15-22.

- Mittelstaedt, E. 1976: On the Current along the Northwest African coast south of 22°N. Deutsche Hydrogr. Zeitschrift, Band 29, Heft 3, 97-117.
- Müller, T.J. 1981: Current and Temperature Measurements in the North-East Atlantic during NEADS. Ber. aus dem Inst. f. Meereskunde, Kiel, 90, 100 pp.
- Müller, T.J. und W. Zenk 1983: Some Eulerian current measurements and XBT-sections from the North East Atlantic October 1980 - March 1982. Ber. aus dem Inst. f. Meereskunde, Kiel, 114, 145 pp.
- NAG 1978: The NAG Fortran Library Manuel, NAG Ltd.
- Olbers, D.J. und J. Willebrand 1984: The level-of-no-motion in an ideal fluid. Journ. of Phys. Oceanogr., 14, 203-212.
- Oort, A.H. und T.H. Vonder Haar 1976: On the observed annual cycle in the ocean-atmosphere heat balance over the northern hemisphere. Jour. of Phys. Oceanogr., 6, 781-800.
- Pond, S., G.L. Pickard 1978: Introductory dynamic oceanography. Pergamon Press, 241 pp.
- Ralston, I.A., H.S. Wilf 1972: Mathematische Methoden für Digitalrechner. I. 2te Auflage, R. Oldenbourg-Verlag, 522 pp.
- Reid, J.L. 1978: On the middepth circulation and salinity field in the North Atlantic Ocean. Jour. of Geophys. Res., 20, 51-68.
- Reid, J.L. 1981: On the Mid-Depth circulation of the World Ocean, in: Evolution of physical Oceanography. B.A. Warren, C. Wunsch Editors. The MIT Press, Cambridge, MA., 70-111.

- Rhines, P.B. und W. Young 1982: Homogenization of potential vorticity in planetary gyres. Jour. of Fluid Mech., 122, 347-367.
- Roemmich, D. 1980: Estimation of Meridional Heat Flux in the North Atlantic by Inverse Methods. Jour. of Phys. Oceanogr., 10, 1972-1983.
- Roemmich, D. 1981: Circulation of the Caribbean Sea: A well resolved inverse problem. Jour. of Geophys. Res. 86, 7993-8005.
- Roemmich, D. 1983: The Balance of Geostrophic and Ekman Transports in the tropical Atlantic Ocean. Jour. of Phys. Oceanogr. 13, 1534-1539.
- Sarkisyan, A., Yu. Demin und A. Brechovskich 1981: Calculation of the climatic water circulation of the world ocean. Ocean Modelling, 40, 3-5.
- Sarmiento, J.L., C.G. Rooth und W. Roether 1982: The North Atlantic Tritium Distribution in 1972. Jour. of Geophys. Res., 87, 8047-8056.
- Saunders, P.M. 1982: Circulation in the eastern north Atlantic. Jour. of Mar. Res., Vol. 40, Supplement, 641-657.
- Schott, F. und H. Stommel 1978: Beta spirals and absolute velocities in different oceans. Deep-Sea Res., 25, 961-1010.
- Schumacher, A. 1940: Monatskarten der Oberflächenströmungen im Nordatlantischen Ozean (5°S-50°N). Ann. der Hydr. und Marit. Meteorol., Vol. 68, 109 pp.
- Siedler, G. 1980: Wärme und Impulstransport im oberflächennahen Ozean. Ann. der Meteorologie (Neue Folge), 15, 114-120.

- Siedler, G. 1982: SI-Einheiten in der Ozeanographie. SI-Units in Oceanography. Ber. aus dem Inst. f. Meereskunde, Kiel, 101, 30 pp.
- Siedler, G. und L. Stramma 1983: The applicability of the T/S method to geopotential anomaly computations in the North-East Atlantic. Oceanologica Acta, 6, 167-172.
- Stommel, H., P. Niiler und D. Anati 1978: Dynamic topography and recirculation of the North Atlantic. Jour. of Mar. Res., 36, 449-468.
- Stommel, H. und F. Schott 1977: The beta spiral and the determination of the absolute velocity field from hydrographic station data. Deep-Sea Res. 24, 325-329.
- Stramma, L. 1981: Die Bestimmung der dynamischen Topographie aus Temperaturdaten aus dem Nordostatlantik. Berichte aus dem Inst. f. Meereskunde, Kiel, 84, 66 pp.
- Sverdrup, H.U., U.W. Johnson und R.H. Fleming 1942: The Oceans. Prentice Hall, 1087 pp.
- Thomson, R.E. und R.W. Steward 1977: The balance and redistribution of potential vorticity within the Oceans. Dyn. Atmos. Oceans, 1, 299-321.
- Tomczak, M.Jr. und P. Hughes 1980: Three dimensional variability of water masses and currents in the Canary Current upwelling region. METEOR-Forschungsergebnisse, Reihe A, Nr. 21, 1-24.
- Vonder Haar, T.H. und A.H. Oort 1973: New estimate of annual poleward energy transport by Northern Hemisphere oceans. Jour. of Phys. Oceanogr., 2, 169-172.

- Weare, B., P.T. Strub und M.D. Samuel 1981: Annual mean surface heat fluxes in the tropical Pacific Ocean. Jour. of Phys. Oceanogr., 11, 705-717.
- Willenbrink, E. 1982: Wassermassenanalyse im tropischen und subtropischen Nordostatlantik. Berichte aus dem Inst. für Meereskunde, Kiel, 96, 72 pp.
- Worthington, LV. 1976: On the North Atlantic Circulation. John Hopkins Oceanogr. Stud., 6, 110 pp.
- Wüst, G. und A. Defant 1936: Schichtung und Zirkulation des atlantischen Ozeans. Wiss. Ergebnisse der dt. atlant. Exped. METEOR 1925-1927, Band 6, erster Teil, 411 pp.
- Wunsch, C. 1977: Determining the general circulation of the oceans. A preliminary discussion. Science 196, 871-875.
- Wunsch, C. 1978: The north Atlantic general circulation west of 50°W determined by inverse methods. Rev. of Geophys. and Space Physics, 16, No. 4, 583-620.
- Wunsch, C. und E.M. Gaposchkin 1980: On using Satellite Altimetry to Determine the General Circulation of the Oceans with application to Geoid Improvement. Reviews of Geophys. and Space Physics, 18, 725-745.
- Wunsch, C. und B. Grant 1982: Towards the general circulation of the North Atlantic Ocean. Progress in Oceanogr., 11, 1-59.
- Wyrtki, K. 1962: The oxygen minima in relation to ocean circulation. Deep-Sea Res., 9, 11-23.
- Zurmühl, R. 1965: Praktische Mathematik für Ingenieure und Physiker, 5te Auflage, Springer-Verlag, 651 pp.

Danksagung:

Für die Vergabe und die Betreuung der vorliegenden Arbeit bin ich meinem Doktorvater, Herrn Prof. Dr. G. Siedler, zu großem Dank verpflichtet.

Frau C. Brückner danke ich ganz besonders für die erste Aufbereitung des historischen Datensatzes sowie für die unermüdliche Geduld bei der Erstellung der graphischen Arbeiten.

Herr W. Hiller hat mir in verschiedenen Diskussionen die Möglichkeiten von Glättungsprozeduren aufgezeigt und die Programme für die objektive Analyse bereitgestellt.

Frau M. Heßling-Beine, Frau C. Kaiser und Herr A. Schmitz-Peiffer haben freundlicherweise einen Teil dieser Arbeit Korrektur gelesen.

Ein Teil der dieser Arbeit zugrundeliegenden Daten stammt aus Messungen des dritten und vierten Fahrtabschnitts der 60. METEOR-Reise. Am Erhalt und an der Aufbereitung dieser Daten hat ein weiter Personenkreis von Schiffsbesatzung, Technikern und Wissenschaftlern beigetragen, die hier nicht alle einzeln genannt werden können. Ihnen und allen Mitarbeitern des Instituts für Meereskunde, die mir hilfreich zur Seite standen und in Diskussionen neue Anregungen vermittelten, sei an diese Stelle recht herzlich gedankt.

Letztlich sei der Deutschen Forschungsgemeinschaft gedankt, die diese Arbeit im Rahmen des Sonderforschungsbereichs 133 an der Universität Kiel unterstützte.